



L'influence des coups de vent d'ouest dans le Pacifique équatorial sur El Niño : origines atmosphériques et impacts océaniques

Martin Puy

► To cite this version:

Martin Puy. L'influence des coups de vent d'ouest dans le Pacifique équatorial sur El Niño : origines atmosphériques et impacts océaniques. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2016. Français. NNT : 2016PA066020 . tel-01360580

HAL Id: tel-01360580

<https://theses.hal.science/tel-01360580>

Submitted on 6 Sep 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité : **Océanographie physique**

École doctorale : « 129 - Science de l'environnement »

réalisée au

Laboratoire d'Océanographie et du Climat

présentée par

Martin PUY

pour obtenir le grade de :

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Titre de la thèse :

L'influence des coups de vent d'ouest dans le Pacifique équatorial sur El Niño: Origines atmosphériques et impacts océaniques

Soutenance prévue le 18/02/16

devant le jury composé de :

| | | |
|---------------------------|--------------------|------------------------------|
| Mr. Jean-Luc Redelsperger | (DR CNRS, LPO) | <i>Rapporteur</i> |
| Mr. Thierry Delcroix | (DR IRD, LEGOS) | <i>Rapporteur</i> |
| Mr. Francis Codron | (PR UPMC) | <i>Examineur</i> |
| Mr. Nicolas Jourdain | (CR CNRS, LGGE) | <i>Examineur</i> |
| Mr. Christophe Cassou | (CR CNRS, CERFACS) | <i>Examineur</i> |
| Mr. Eric Guilyardi | (DR CNRS, LOCEAN) | <i>Directeur de thèse</i> |
| Mr. Matthieu Lengaigne | (CR IRD, LOCEAN) | <i>Co-directeur de thèse</i> |
| Mr. Jérôme Vialard | (DR IRD, LOCEAN) | <i>Co-directeur de thèse</i> |

Sommaire

| | |
|--|------------|
| Introduction | 1 |
| I La variabilité du Pacifique équatorial | 7 |
| I.1 La climatologie du Pacifique tropical | 7 |
| I.2 Les caractéristiques d'ENSO | 13 |
| I.3 Les mécanismes d'ENSO | 19 |
| I.4 la variabilité intrasaisonnière atmosphérique du Pacifique | 31 |
| I.5 Interactions entre WWEs et ENSO | 40 |
| I.6 Synthèse de l'état de l'art et objectifs de la thèse | 48 |
| II Observations et modèles | 51 |
| II.1 Observation et réanalyses | 51 |
| II.2 Le modèle | 57 |
| III Modulation des coups de vent par la variabilité de grande échelle | 71 |
| Synthèse de l'article | 72 |
| III.1 Introduction | 77 |
| III.2 Datasets and methods | 83 |
| III.3 Wind events main characteristics | 88 |
| III.4 Relationship between intraseasonal atmospheric waves and wind events | 95 |
| III.5 Relationship between interannual variations and wind events | 105 |
| III.6 Summary and discussion | 111 |
| IV Modulation de la réponse aux coups de vent par les conditions océaniques | 117 |
| Synthèse de l'article | 118 |
| IV.1 Introduction | 122 |
| IV.2 Data and methods | 129 |
| IV.3 Modulation of the WWE response by the background oceanic state | 136 |
| IV.4 Summary and discussion | 152 |

| | | |
|----------|--|------------|
| V | Comprendre le « non-événement » El Niño de 2014 | 157 |
| V.1 | Rôle des WWEs dans l'évolution contrastée du Pacifique en 1997 et 2014 . . | 159 |
| V.2 | ENSO et la variabilité intrasaisonnière dans le modèle CNRM-CM5 | 162 |
| V.3 | Rôle des coups de vent dans la prévisibilité d'El Niño | 176 |
| V.4 | Résumé et perspectives | 187 |
| | Conclusion et perspectives | 193 |
| VI.1 | Résumé | 193 |
| VI.2 | Perspectives | 198 |
| | Bibliographie | 207 |
| | Annexes | 225 |



Introduction

Le phénomène ENSO (« El Niño Southern Oscillation ») est le mode de variabilité climatique le plus énergétique à l'échelle interannuelle (p. ex. [McPhaden *et al.*, 2006a](#)). Prenant sa source dans le Pacifique tropical, il entraîne des perturbations climatiques et météorologiques à l'échelle planétaire. Lors d'une année normale, les alizés maintiennent les eaux les plus chaudes dans l'ouest du Pacifique et entraînent une remontée d'eaux froides profondes (« upwelling ») dans le Pacifique est. Une langue d'eau froide (« cold tongue ») occupe donc habituellement le centre et l'est du bassin alors qu'à l'ouest, le réservoir d'eau chaude (« Warm Pool ») est associé à une intense convection atmosphérique. Cet équilibre se rompt en période El Niño, la phase chaude d'ENSO. Au cours d'un tel épisode, qui culmine en général en hiver boréal, l'affaiblissement des alizés entraîne la réduction de l'upwelling équatorial et une extension du réservoir d'eau chaude vers l'est du Pacifique. Le déplacement de la convection profonde atmosphérique, normalement confinée à l'ouest, est à l'origine d'épisodes de fortes pluies en Amérique centrale alors que la sécheresse frappe l'Australie et le continent maritime. Les impacts climatiques d'El Niño s'étendent bien au-delà des tropiques, du fait des « téléconnections » qui lient les anomalies de convections dans le Pacifique central associées à ENSO à de nombreuses régions distantes de la planète. Les El Niños sont souvent suivis par des événements La Niña, la

phase froide d'ENSO, qui correspondent à des conditions normales renforcées avec des alizés anormalement forts et une langue d'eau froide plus intense et s'étendant plus à l'ouest. ENSO est très irrégulier avec des événements apparaissant de manière épisodique tous les 2 à 7 ans, parfois exceptionnellement intenses comme en 1997-98 ou en 2015-2016.

Du fait de ses forts impacts socio-économiques (24 000 victimes et plus 32 milliard de dollars de dégâts lors de l'événement de 1997-1998), il est très important de pouvoir prévoir ce type d'événements le plus tôt possible afin de pour pouvoir y faire face. La prévisibilité d'El Niño réside principalement dans la mémoire à long terme de l'océan. La connaissance des conditions océaniques de grande échelle, comme le contenu en chaleur du Pacifique équatorial sont en effet des paramètres essentiels pour la prévision d'El Niño. Un contenu de chaleur anormalement élevé a en effet tendance à favoriser le développement d'un El Niño (et un contenu de chaleur anormalement bas un La Niña, p. ex. [Meinen et McPhaden, 2000](#)). Ce rôle de précurseur du contenu de chaleur n'est toutefois pas systématique (et semble avoir diminué sur les dernières décennies, [McPhaden et al., 2011](#); [Horii et al., 2012](#)). Malgré une amélioration des systèmes d'observations, des modèles de climat et de la compréhension des processus océan-atmosphère liés à ENSO, les prévisions d'ENSO ne se sont guère améliorées au cours des deux dernières décennies ([Barnston et Tippett, 2012](#); [Glantz, 2015](#)).

L'évolution contrastée des températures de surface du pacifique équatorial pendant les années 2014-2015 et 2015-2016 (Figure .1a) est un bon exemple des difficultés que peuvent rencontrer les prévisionnistes du phénomène El Niño (p. ex. [McPhaden et al., 2014](#); [McPhaden, 2015](#)). Durant le début de l'année 2014, des conditions océaniques favorables au développement d'un El Niño laissaient présager un événement fort pour fin 2014. Or, la température de surface de l'océan est restée proche des normales saisonnières. Au contraire, malgré des conditions océaniques très similaires à 2014 durant le début de l'année 2015, un fort événement El Niño est en train de se développer pour la fin 2015.

De nombreuses études suggèrent que ces irrégularités peuvent être en partie expliquées par la variabilité atmosphérique haute fréquence (période de 5 à 90 jours) qui joue un rôle essentiel sur la mise en place et l'évolution d'anomalies de température dans le Pacifique équatorial ([Lengaigne et al., 2004a](#); [Eisenman et al., 2005](#); [Hu et al., 2014](#)). Cette variabilité se caractérise en particulier par des anomalies de vent d'ouest (« coup de vent d'ouest » ou «

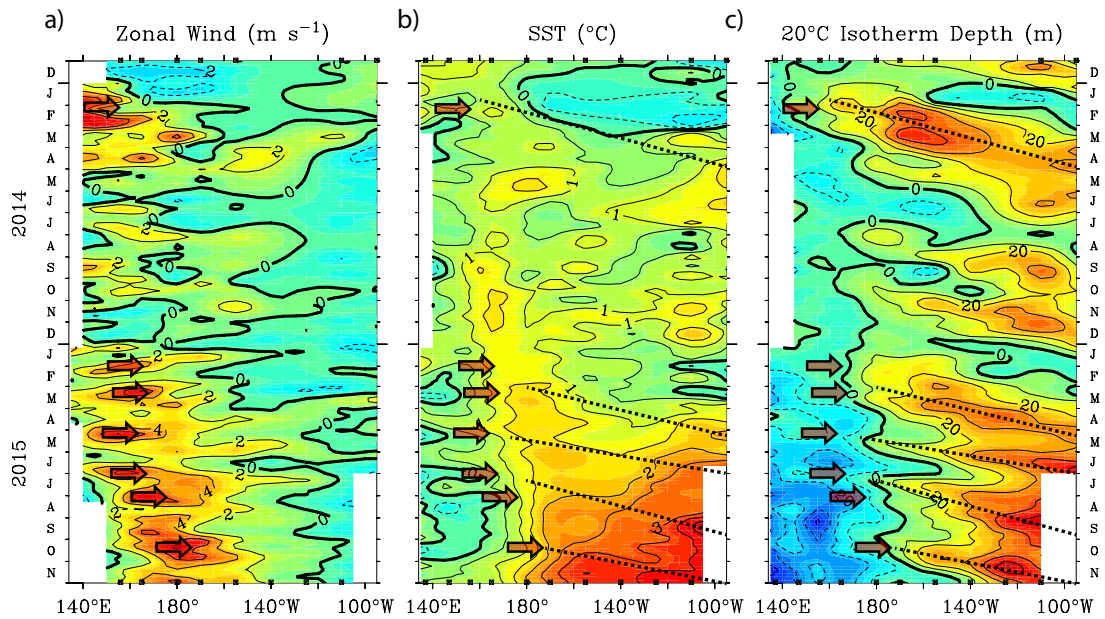


FIGURE .1 – Section longitude-temps (moyenné entre 2°N et 2°S) des anomalies de (a) vent zonal (b) SST et (c) niveau de la mer entre octobre 2013 et octobre 2015. Les WWEs sont signalés par des flèches sur les trois panneaux. Les lignes pointillées montre la trajectoire des ondes de Kelvin de « downwelling » sur les panneaux (b) et (c). On observe un WWE en février 2014, caractérisé par de fortes anomalies de vent zonal à l'équateur, puis un affaiblissement de la variabilité des vents les mois suivants. Au contraire, le WWE de mars 2015 est suivi par de nombreux WWEs successifs aux printemps et été 2015, associés à un fort réchauffement du Pacifique équatorial.

Westerly Wind Event » en anglais) de courtes durées (entre 5 et 30 jours), mais très intenses qui se développent au-dessus du réservoir d'eau chaude (signalé par des flèches sur la Figure .1a, [Hartten, 1996](#); [Harrison et Vecchi, 1997](#)). Les WWEs induisent une convergence méridienne des eaux de surface vers l'équateur. L'anomalie de contenu thermique résultante se propage vers l'est sous forme d'une « onde de Kelvin » océanique qui traverse le Pacifique en deux mois entraînant des anomalies de courant de surface qui déplacent les eaux du réservoir d'eau chaude vers l'est et approfondissent la thermocline sur leur passage (Figure .1c). Cet approfondissement de la thermocline limite les échanges d'eaux froides entre l'océan intérieur et la surface, provoquant le réchauffement de la température de surface dans le Pacifique équatorial central et est. Ces anomalies de température peuvent être ensuite amplifiées via des rétroactions entre l'océan et l'atmosphère et mener à un événement El Niño. Il semblerait qu'une grande partie des différences entre le « non El Niño » de

2014 et le fort événement chaud en cours soit due à l'absence de coups de vent d'ouest au printemps 2014, alors que ceux-ci furent fréquents en 2015 (Menkes *et al.*, 2014). Au-delà du rôle des « coups de vent d'Ouest », une étude récente (Chiodi et Harrison, 2015) a aussi suggéré le rôle potentiel des coups de vent d'est, qui pourraient arrêter le développement d'un El Niño ou favoriser un La Niña.

Étant donné le rôle important des coups de vent d'Ouest sur El Niño (et celui, potentiel, des coups de vent d'Est), il est important de mieux comprendre les conditions océaniques et atmosphériques qui favorisent leur occurrence et contrôlent leurs impacts océaniques, encore mal connus. Il existe en particulier un certain nombre de modes de variabilité intrinsèque de l'atmosphère dans la région équatoriale, tels que l'oscillation de Madden Julian (MJO, p. ex. Madden et Julian, 1994; Zhang, 2005) et les ondes de Rossby couplées à la convection (CRW pour « Convectively coupled Rossby Waves », p. ex. Wheeler et Kiladis, 1999). La MJO et les CRWs sont associées à des variations de vent et de convection intrasaisonnières de grande échelle dans le Pacifique équatorial. Il a donc été suggéré que ces deux phénomènes pouvaient moduler les caractéristiques des WWEs. Il n'existe toutefois pas de consensus clair à ce sujet, avec des études affirmant que la MJO est fortement associée aux WWEs (p. ex. McPhaden, 1999; Fasullo et Webster, 2000; Seiki et Takayabu, 2007a), et d'autres qui indiquent que de forts WWEs ont aussi régulièrement lieu en dehors de phases actives de MJO (p. ex. Chiodi *et al.*, 2014). Si la relation entre les WWEs et la variabilité atmosphérique haute fréquence est toujours débattue, de nombreuses études ont par contre montré qu'il existait un lien entre l'occurrence des WWEs et l'occurrence d'ENSO (p. ex. Delcroix *et al.*, 1993; Eisenman *et al.*, 2005; Seiki et Takayabu, 2007a). En effet, lors du développement des anomalies de température associées à un événement El Niño, on observe une augmentation du nombre de WWEs, comme durant l'année 2015 par exemple (Figure .1b). Ce couplage entre SST et WWEs a un très fort impact sur ENSO puisqu'il entraîne une croissance rapide de l'événement via la génération d'ondes de Kelvin successives (p. ex. Lengaigne *et al.*, 2003a). Ce couplage entre variabilité interannuelle et coups de vent a par contre été assez peu étudié à propos des coups de vent d'Est.

→ **Le premier objectif de cette thèse sera donc de réévaluer les liens entre coups de vent (d'Est et d'Ouest) et variabilité atmosphérique : la MJO et les coups de vent sont-ils oui ou non fortement liés ? Les ondes de Rossby couplées à la convection modulent-elles les caractéristiques des coups de vent d'Ouest et d'Est, ainsi que cela a été suggéré (mais non démontré quantitativement) ? La modulation de l'occurrence de coups de vent d'Ouest par l'alternance El Niño/La Niña s'applique-t-elle aussi aux coups de vent d'Est ?**

Tous les WWEs ne donnent pas lieu à une réponse océanique suffisante pour influencer significativement ENSO. Pour avoir un impact sur ENSO, un WWE doit en effet induire une anomalie de température assez importante, dont l'amplitude peut être en partie attribuée aux caractéristiques des WWEs, comme leur intensité, leur durée ou leur extension zonale. D'autre part, l'état de l'océan pendant l'occurrence d'un coup de vent d'ouest peut également fortement moduler l'amplitude de sa réponse. Les courants induits seront par exemple plus ou moins intenses selon l'épaisseur de la couche mélangée. On peut aussi s'interroger sur le rôle du gradient zonal de température de surface dans la modulation de l'advection zonale : le réchauffement observé sera d'autant plus fort que le gradient est intense. De la même manière, une thermocline peu profonde va augmenter la signature d'une onde de Kelvin sur la température de surface. L'effet de ces non-linéarités sur l'amplitude de la réponse en température de surface à un coup de vent a été peu étudié. Des études relativement anciennes ([Schopf et Harrison, 1983](#); [Harrison et Schopf, 1984](#)) ont exploré ces questions dans un contexte assez idéalisé, mais l'amélioration des modèles et des produits de tension de vent dans les tropiques permettent aujourd'hui de réexaminer cette question. Une motivation forte pour cela est la mise en évidence potentielle de facteurs supplémentaires de prévisibilité. En effet, si certaines conditions océaniques persistantes dans le temps favorisent systématiquement un accroissement des réponses de la SST aux coups de vent d'ouest, ces conditions sont favorables au déclenchement d'El Niño et devraient donc être intégrées dans les modèles de prévisions statistiques et évaluées dans les systèmes de prévision basés sur des modèles.

—> **Le second objectif de la thèse sera de comprendre et quantifier le contrôle de l'amplitude de la réponse aux coups de vent (en particulier la signature en température de surface) par les conditions océaniques sous-jacentes. Dans quelle mesure les conditions océaniques grandes échelles permettent d'expliquer les caractéristiques de la réponse océanique aux coups de vent ? Quelles sont les conséquences potentielles de ce contrôle en terme de prévisibilité d'ENSO ?**

Durant les pages qui suivent, j'ai donc étudié les facteurs qui contrôlent les anomalies de température de surface de l'océan associées aux coups de vent d'ouest, dans le but de mieux les comprendre pour mieux documenter leur prévisibilité. D'une part en reliant les caractéristiques des coups de vent à des phénomènes atmosphériques grandes échelles potentiellement plus prévisibles, d'autre part en comprenant par quels mécanismes l'océan contrôle les anomalies qu'ils engendrent. Plus récemment, les différences spectaculaires entre l'évolution d'ENSO en 2014 et 2015 décrite plus haut m'ont fourni une occasion de tester le rôle potentiel des coups de vent d'ouest pour différencier ces deux années.

—> **Le troisième objectif de la thèse, pour l'instant encore au stade d'étude préliminaire, mais donnant lieu à de riches perspectives, a été d'explorer le rôle des coups de vent d'ouest dans la divergence de l'état du Pacifique, lorsque celui ressemble aux conditions observées début 1997, 2014 ou 2015 (un contenu de chaleur rechargé et un réservoir d'eau chaude déplacé vers le Pacifique central suite à un coup de vent d'ouest en début d'année).**

La variabilité du Pacifique équatorial

Ce chapitre résume l'état des connaissances actuelles sur la variabilité du Pacifique tropical. Je présente tout d'abord dans la Section I.1 les principales caractéristiques de l'état moyen et du cycle saisonnier du Pacifique tropical. La Section I.2 s'attachera à décrire les caractéristiques d'ENSO (El Niño Southern Oscillation), le mode de variabilité climatique le plus énergétique à l'échelle interannuelle. Les différents mécanismes permettant à l'océan et l'atmosphère de s'influencer mutuellement et donc d'expliquer le phénomène couplé océan-atmosphère qu'est ENSO sont ensuite abordés dans la Section I.3. Une présentation de la variabilité atmosphérique haute fréquence du Pacifique tropical, qui joue un rôle essentiel dans les irrégularités d'ENSO, est ensuite proposée dans la Section I.4. La Section I.5 consiste en une revue des connaissances actuelles sur les interactions entre les coups de vent d'ouest et ENSO. Finalement, les objectifs que je me suis fixés pour cette thèse sont présentés Section I.6.

I.1 La climatologie du Pacifique tropical

I.1.1 L'état moyen

Mécanismes responsables des alizés Le rayonnement solaire étant maximum à l'équateur, les océans tropicaux sont particulièrement chauds. Ils réchauffent ainsi les masses d'air, favorisant le développement de convection atmosphérique. Pendant leur ascension, les masses d'air se refroidissent et la vapeur d'eau qu'elles contiennent se condense, for-

mant des nuages convectifs associés à de fortes précipitations. La quantité moyenne de rayonnement infrarouge émis au sommet de l'atmosphère (« OLR » ou « outgoing longwave radiation » en anglais) permet de mesurer cette activité convective (le sommet des nuages convectifs est nettement plus froid que la surface, ses émissions infrarouges sont donc plus faibles). La température de la surface de l'océan (SST) et l'OLR moyen du Pacifique tropical sont présentées Figure I.1 Les eaux chaudes, associées à une forte convection, se situent dans le Pacifique ouest et le long d'une bande située autour de 5°N-10°N, la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Ces zones convectives dans la bande 10°N-10°S entraînent une convergence des vents de surface depuis les moyennes latitudes vers les tropiques. En vertu de la conservation du moment angulaire, ces vents sont déviés vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud, donnant ainsi naissance aux alizés qui soufflent d'est en ouest dans le Pacifique tropical.

Conséquence des alizés : langue d'eau froide et réservoir d'eau chaude Les alizés sont à l'origine d'une divergence d'Ekman le long de l'équateur et d'un upwelling le long des côtes sud-américaines, qui génèrent une remontée des eaux plus froides de subsurface, formant une « langue d'eau froide » à l'est du bassin (Figure I.1a). A l'équateur, la tension de vent associée aux alizés exerce une force dirigée vers l'ouest dans les couches supérieures de l'océan. L'océan s'équilibre par l'établissement d'une force de pression opposée dans la partie supérieure de l'océan, induisant une pente de la surface de l'océan, plus élevée à l'ouest et plus basse à l'est. Dans l'approximation d'un océan à deux couches avec une couche profonde au repos, cela implique une structure « miroir » de la thermocline, profonde (~150-200m) à l'ouest et proche de la surface (~20 m) à l'est (Figure I.2). Dans l'ouest, la thermocline profonde empêche le refroidissement des couches de surface par mélange vertical et entraînement, ce qui permet à des températures de surface très élevées (> 28°C) de se maintenir. A l'est, par contre, la proximité de la thermocline permet aux couches de surface d'être plus efficacement refroidies par mélange vertical et upwelling.

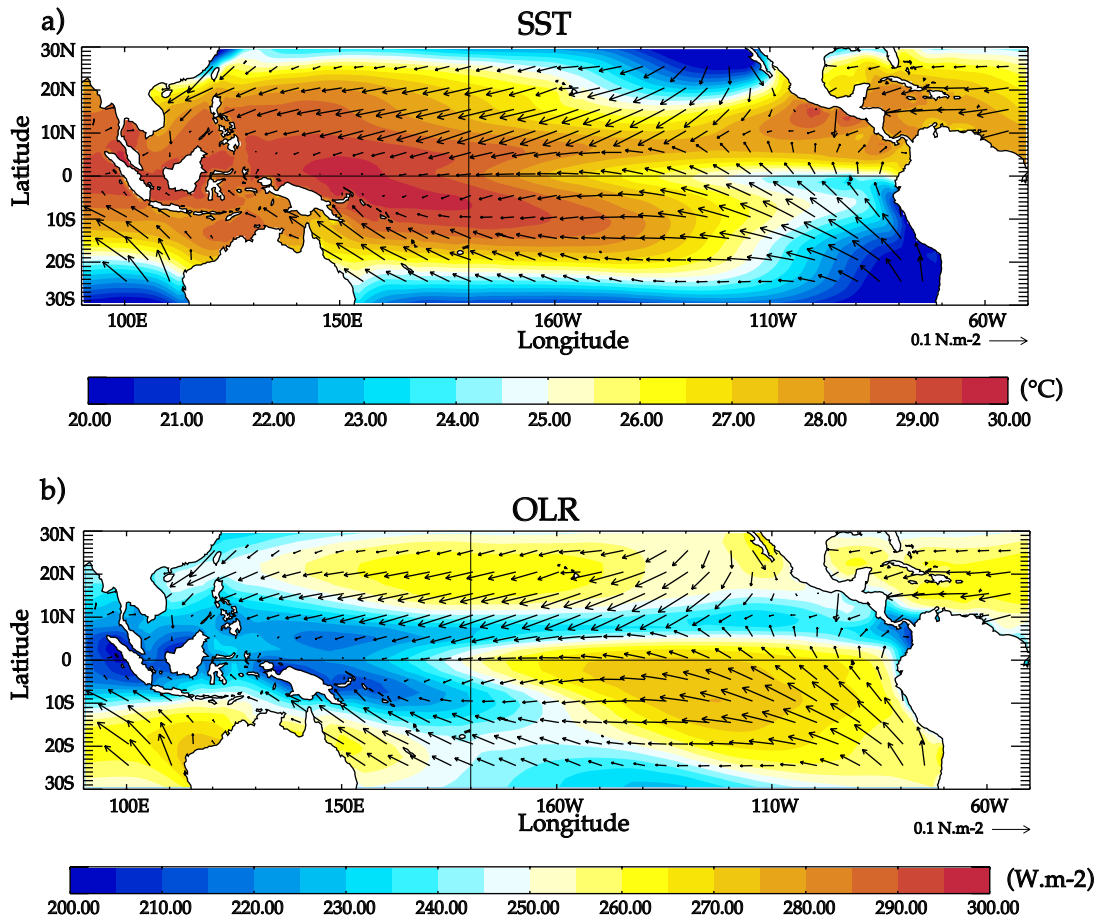


FIGURE I.1 – Climatologie (a) de la température de surface (couleur) et de la tension de vent (flèches) et (b) de l'OLR (couleur) et tension de vent (flèches) moyennés sur la période 1979-2013. La température de surface et la tension de vent proviennent du produit Tropflux (<http://www.incois.gov.in/tropflux/>) et l'OLR de la NOAA (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html)

Le réservoir d'eau chaude : moteur de la circulation de Walker Le déclenchement de la convection profonde dans l'atmosphère tropicale nécessite principalement la convergence d'humidité en surface, au-dessus d'eaux dont la température dépasse le seuil minimum de 27.5°C (Gadgil *et al.*, 1984; Graham et Barnett, 1987). En s'humidifiant lors de leur trajet du Pacifique est vers le Pacifique ouest, les masses d'air de surface fournissent alors l'humidité nécessaire pour maintenir la convection et les mouvements ascendants au-dessus du réservoir d'eau chaude. La source de chaleur troposphérique associée à la convection profonde entraîne une réponse de l'atmosphère (Gill, 1980, plus de détail section I.3.1.2)

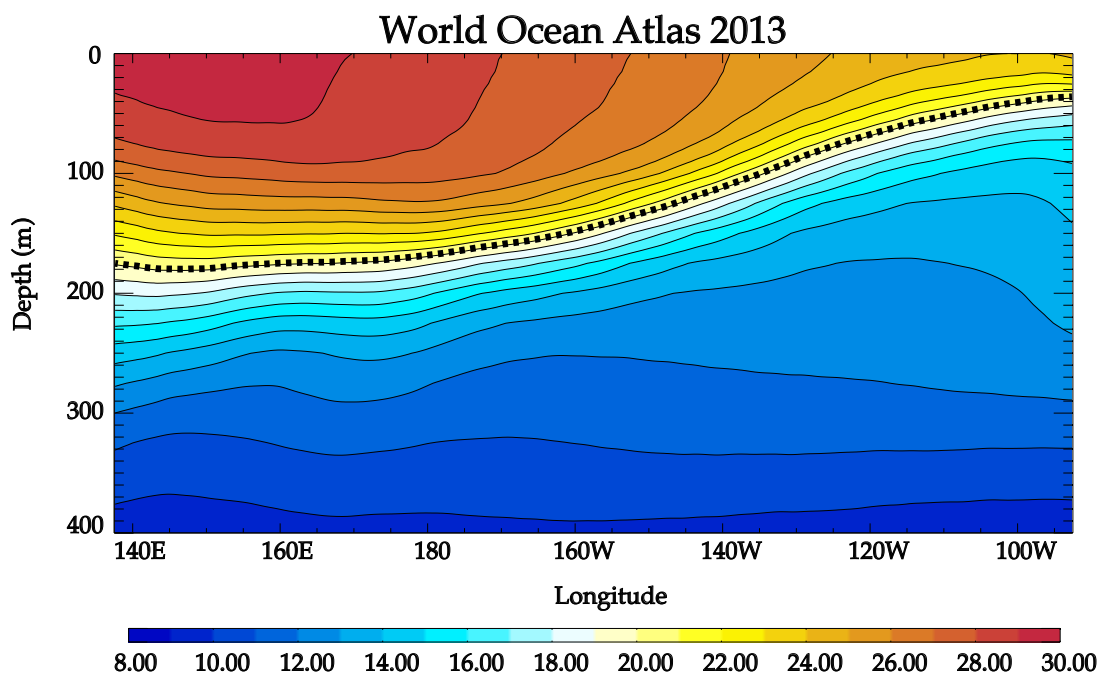


FIGURE I.2 – Section verticale de température climatologique de l'océan Pacifique équatorial (World Ocean Atlas 2013 v2 <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/woa13data.html>). L'isotherme 20°C, souvent utilisée pour définir la profondeur de la thermocline, est mise en valeur par une ligne en pointillé.

associée à un renforcement des vents d'est dans les basses couches à l'est de la convection (c.-à-d. dans le Pacifique central et est). L'air entraîné en altitude par la convection retourne ensuite vers le Pacifique est et subsiste. Cette circulation est nommée circulation de Walker (Wyrтки, 1982, illustré Figure I.3).

L'État moyen résulte d'un mécanisme couplé Pour résumer, l'état moyen du Pacifique tropical résulte d'un couplage océan-atmosphère entre la circulation zonale de Walker et la structure spatiale de la SST (Dijkstra et Neelin, 1995). Les alizés sont le résultat de la présence de convection dans les tropiques et de la conservation du moment angulaire. Ces alizés forcent une réponse océanique caractérisée par des eaux froides à l'est et chaude à l'ouest, ce qui a pour effet de renforcer la convection dans l'ouest du bassin. En retour, la réponse de l'atmosphère à la chaleur associée à l'intensification de la convection renforce les alizés.

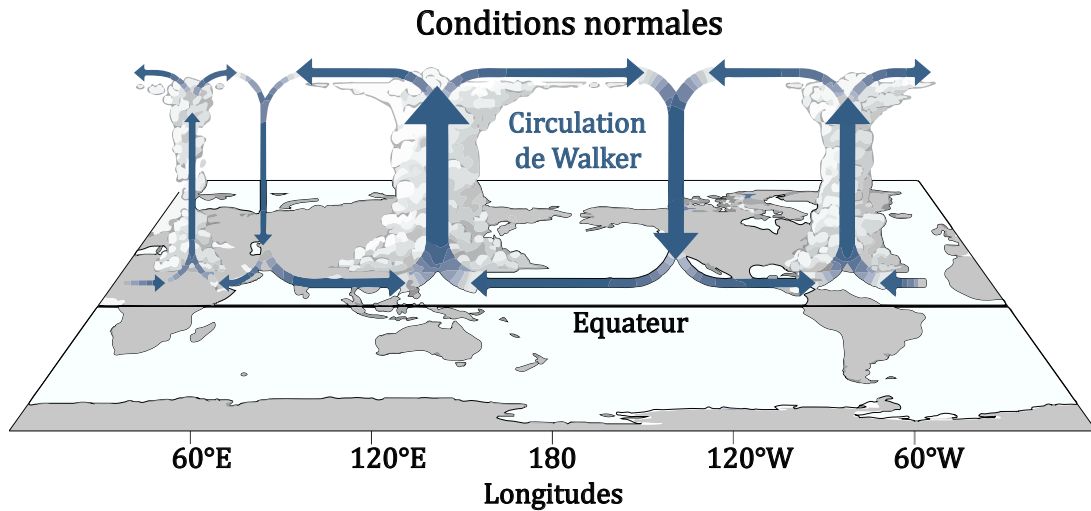


FIGURE I.3 – Schéma illustrant la Circulation de Walker dans la zone équatoriale (source NOAA www.climate.gov/).

I.1.2 Le cycle saisonnier

Le cycle saisonnier du Pacifique équatorial Les conditions moyennes décrites ci-dessus sont modulées aux échelles saisonnières. L'amplitude du cycle saisonnier de la SST à l'équateur est particulièrement marquée dans le Pacifique est et plus faible dans l'ouest (figure I.4b). Au printemps, la ZCIT est proche de l'équateur en réponse au chauffage solaire accru, provoquant un affaiblissement de l'intensité des alizés dans la bande équatoriale (figure I.4b). Cet affaiblissement a pour effet de diminuer la divergence d'Ekman à l'équateur et donc de limiter la remontée des eaux froides de subsurface, entraînant un réchauffement en surface dans la région de la langue d'eau froide (Figure I.4a). En été, la migration de la ZCIT vers le Nord est responsable d'une intensification des alizés, augmentant l'upwelling équatorial et refroidissant les eaux de la langue d'eau froide. Dans le Pacifique ouest, c.-à-d. sous la région de convection, les alizés sont beaucoup plus faibles. La limite ouest du régime des alizés (représentée par l'isocontour -0.01 N.m^{-1} , trait plein sur la Figure I.4a) varie peu saisonnièrement et reste autour de 160°E . De même, la position du bord est du réservoir d'eau chaude (représenté par l'isocontour 28.5°C , trait continu sur la Figure I.4b) fluctue assez peu autour de la ligne de changement de date.

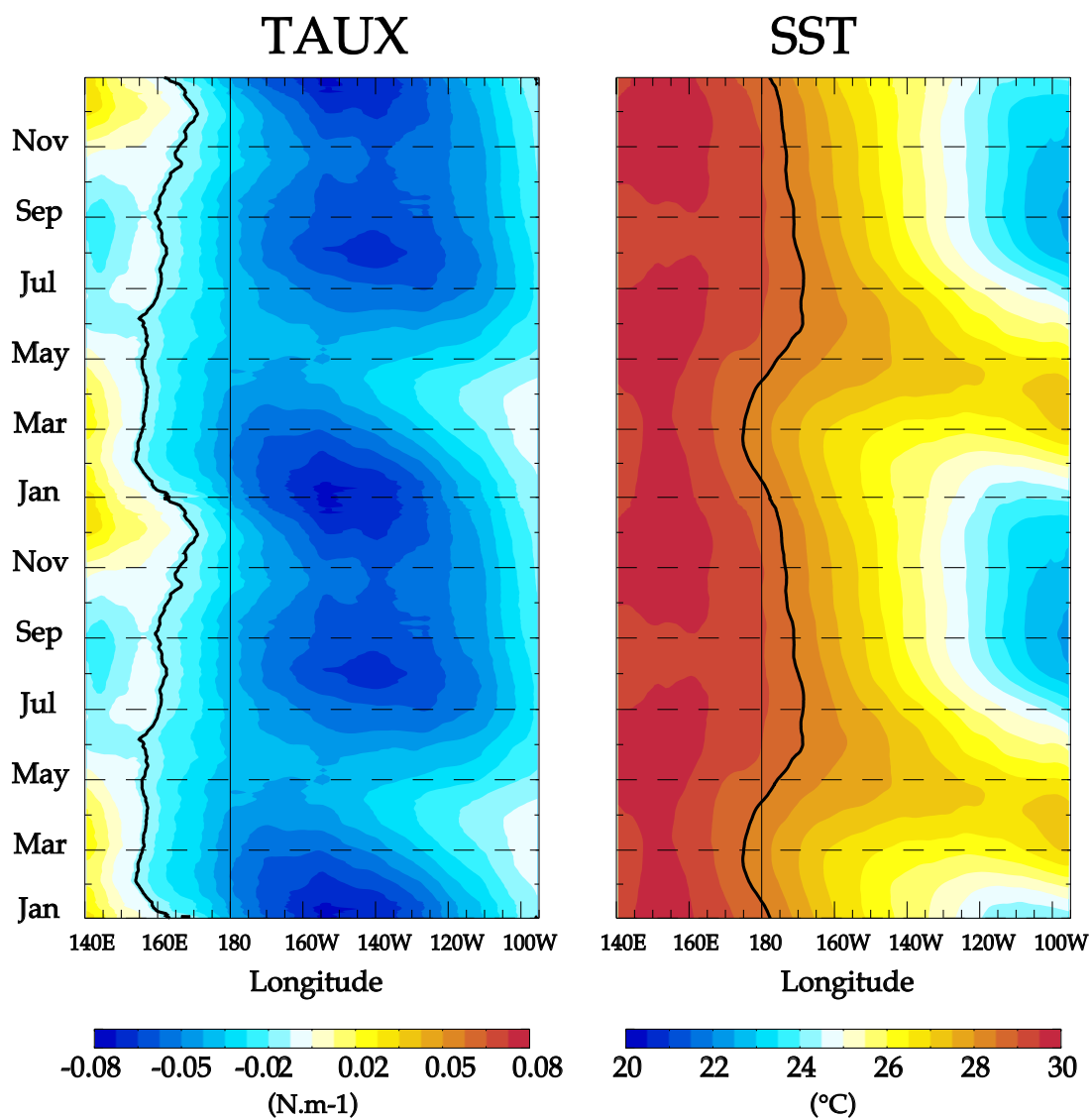


FIGURE I.4 – Distribution longitude-temps à l'équateur (moyenne 2°N-2°S) du cycle saisonnier moyen de (a) SST et (b) tension de vent zonale issus du produit Tropflux. Sur (a) le trait continu, montre l'isocontour -0.01 N.m-1 qui représente la limite des alizés. Sur (b) le trait plein représente le bord est du réservoir d'eau chaude, l'isocontour 28.5 °C)

Au-delà des variations saisonnières, il existe un phénomène qui entraîne des perturbations de très forte amplitude dans le Pacifique tropical aux échelles interannuelles. Il s'agit du phénomène ENSO, résultat d'une instabilité couplée océan-atmosphère, que je vais décrire dans la section suivante.

I.2 Les caractéristiques d'ENSO

I.2.1 Caractéristiques générales

Tous les 2 à 7 ans, les alizés s'affaiblissent, réduisant l'upwelling équatorial et permettant au réservoir d'eau chaude de s'étendre vers l'est. On observe alors des anomalies de vent d'ouest dans le Pacifique ouest entre 6 et 9 mois avant le pic d'un événement El Niño (Figure I.5a), qui se renforcent et se déplacent vers le Pacifique central jusqu'au pic de l'événement fin décembre. Ces anomalies de vent d'ouest sont associées à une élévation du niveau de la mer et par effet miroir, un approfondissement de la thermocline (Figure I.5c) et à un fort réchauffement de la SST du Pacifique central et est (Figure I.5b), pouvant atteindre jusqu'à 5 °C lors du pic d'El Niño 1997-1998 (le plus fort enregistré à ce jour). Pendant le pic d'El Niño, la limite ouest des alizés qui s'étendent normalement jusqu'à 160°E a reculé de plus de 4000 km, ne s'étendant plus que jusqu'à 160°W dans le Pacifique central (pointillé sur la Figure I.5a). Le réservoir d'eau chaude est en moyenne aussi décalé de 40° vers l'est par rapport à sa position climatologique (pointillé sur la Figure I.5b).

Ce déplacement des eaux chaudes, et donc de la cellule convective normalement confinée à l'ouest, est à l'origine d'épisodes de fortes pluies en Amérique centrale alors que la sécheresse frappe l'Australie et le continent maritime (Figure I.6). Trois à six mois après le pic, les anomalies de SST disparaissent, ce qui signe la fin de l'événement El Niño. Les événements El Niño peuvent être suivis d'épisodes froids appelés La Niña, correspondant à un renforcement des conditions normales (Figure I.6a). On observe alors une intensification et une extension des alizés jusque dans le centre du bassin ainsi qu'une langue d'eau froide pénétrant plus à l'ouest. Les précipitations sont alors déplacées au-dessus du continent maritime et les côtes de l'Amérique du Sud souffrent de sécheresse.

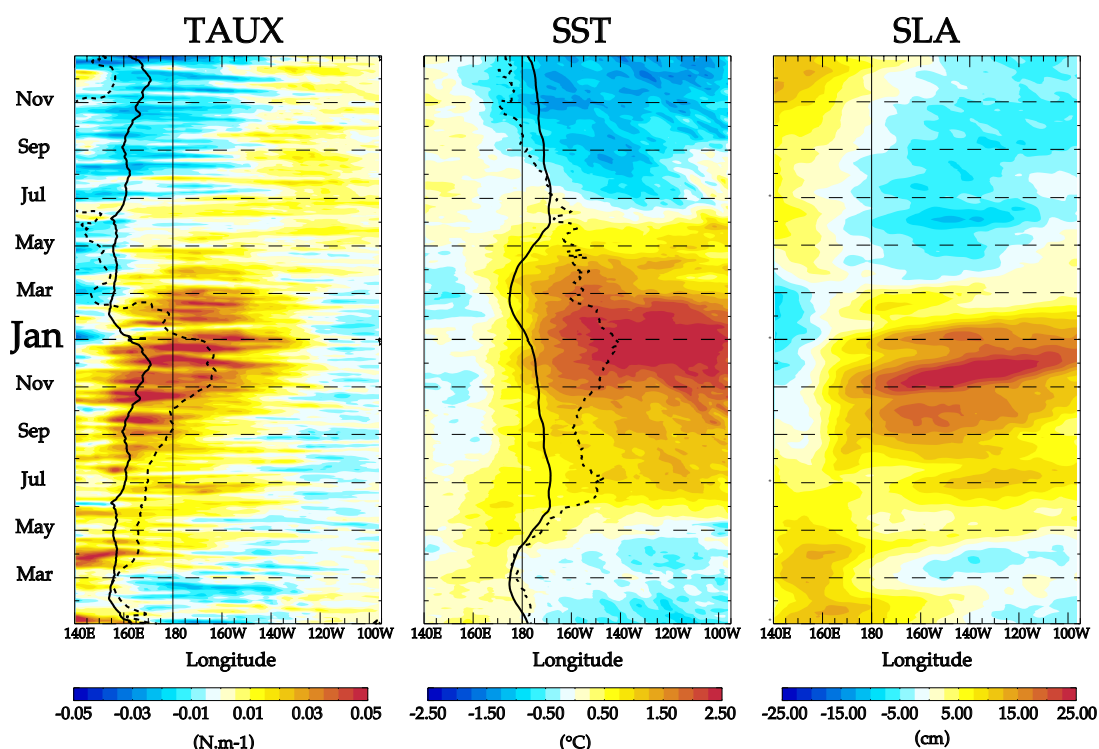
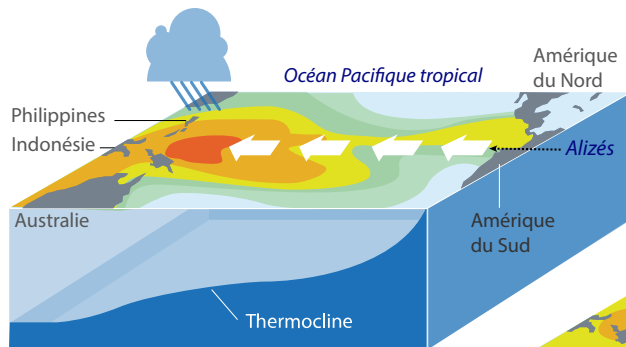


FIGURE I.5 – Composite des anomalies interannuelles de (a) tension de vent zonale, (b) SST et (c) niveau de la mer associées aux événements El Niño des 25 dernières années. Les composites sont centrés sur le pic des événements El Niño, le 1er janvier des années 1992, 1995, 1998, 2003, 2007 et 2010. Sur le panneau a, le trait plein (pointillé) montre l'isocontour $-0.01 N.m^{-1}$ saisonnier (en période El Niño). Sur le panneau b, la trait plein (resp. pointillé) représente le bord est du réservoir d'eau chaude saisonnier (resp. en période El Niño).

ENSO est le mode de variabilité climatique le plus énergétique à l'échelle interannuelle. Ses impacts peuvent se faire sentir dans le monde entier, jusque dans la couverture de glace de l'antarctique (Gloersen, 1995). En plus des perturbations régionales dans le Pacifique, ENSO modifie en effet la circulation atmosphérique globale via des teleconnections atmosphériques (Trenberth *et al.*, 1998a) et océaniques (p. ex. changement de l'intensité du courant de Leuwin sur la côte ouest de l'Australie via transmission du signal par les détroits Indonésiens, Feng *et al.*, 2003). L'événement de 1997-98, le plus intense mesuré à ce jour, a été responsable de nombreuses catastrophes naturelles et pertes humaines (p. ex. Glantz, 2001). Il a engendré des pluies torrentielles sur la côte ouest de l'Amérique du Sud et sur la plupart des îles du Pacifique Sud entraînant de nombreuses inondations et glissements de terrain. La région Indonésienne a quant à elle souffert du manque de précipitation fa-

a) Situation normale



b) Situation El Niño

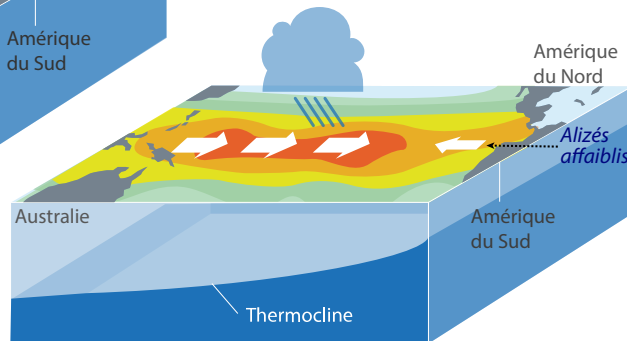


FIGURE I.6 – Caractéristique océanique et atmosphérique du Pacifique tropical (a) dans les conditions normales (b) en situation El Niño

vorisant des feux de forêt. Selon les estimations, cet événement surnommé « l'El Niño du siècle » aurait provoqué entre 32 et 96 milliards de dollars de dégâts (Sponberg, 1999; Swiss, 1999). De manière plus générale, ENSO bouleverse les écosystèmes marins et la pêche (Barber et Chavez, 1983; Chavez *et al.*, 1999), ainsi que les écosystèmes terrestres (Stenseth *et al.*, 2002) et le cycle global du carbone (Rayner et Law, 1999). La première mention du terme El Niño dans une revue scientifique date des années 1890, lorsqu'un capitaine péruvien (Carrillo, 1892) rapporta l'existence d'un courant océanique chaud le long des côtes du Pérou et de l'équateur, déjà bien connu des pêcheurs. Ils l'appelèrent « Corriente del Niño » (le courant de l'enfant Jésus) en référence à son avènement aux alentours de Noël. Les poissons se font alors plus rares pendant cette période chaude qui sonne le glas de la saison de la pêche. Certaines années, les pêcheurs ont remarqué que le « Corriente del Niño » persistait plus longtemps, pouvant s'éterniser jusqu'à juin et était associé à de fortes pluies. Aujourd'hui, on réserve le terme El Niño pour ces périodes exceptionnellement longues et chaudes. Au début du siècle, alors qu'il travaillait sur la mousson indienne, Sir Gilbert Walker mit en évidence une oscillation entre la pression au niveau de la mer entre le Pacifique ouest et est, qu'il appela oscillation australe (Walker, 1925). Il faudra attendre la fin des années 1960 pour relier l'anomalie océanique El Niño à celle dans l'atmosphère (l'oscillation

Australe). C'est Jacob Bjerknes, un météorologiste Americano-Norvégien, qui va le premier démontrer que ces deux phénomènes sont liés, en reliant les variations de SST et l'intensité de la cellule de Walker (Bjerknes, 1966). Il va également proposer un mécanisme responsable de la croissance des anomalies de température pendant El Niño. Ce mécanisme, lié au couplage entre variations de SST et l'intensité des alizés est aujourd'hui appelé *rétroaction* de Bjerknes, qui sera décrit plus en détail dans la section I.3.2 Aujourd'hui, on désigne l'ensemble du cycle El Niño/La Niña par l'acronyme ENSO (El Niño-Southern Oscillation, Rasmusson et Carpenter, 1982).

I.2.2 Diversité et prévisibilité d'ENSO

I.2.2.1 Diversité d'ENSO

Depuis les premières observations d'El Niño, les chercheurs se sont aperçus que l'amplitude, l'évolution temporelle ou les structures spatiales des anomalies de température associées aux différentes phases d'ENSO pouvaient varier fortement d'un événement à l'autre. Les caractéristiques particulières de certains événements, dont les impacts météorologiques sont très différents de ceux observés pendant les événements « classiques » (Larkin et Harrison, 2005; Ashok *et al.*, 2007), ont participé à relancer l'intérêt de la communauté pour cette diversité.

Un des moyens le plus courant pour mettre en évidence la diversité d'ENSO est de comparer les structures des anomalies de température au cours du pic de chaque événement (Figure I.7). Ces différences permettent de former deux grandes familles d'événements, avec des événements El Niño ayant une forte amplitude et des anomalies de SST maximum dans l'Est du Pacifique (EP, pour « Eastern Pacific El Niño »), comme les événements de 1982-83 et 1997-98 (Figure I.7). Les autres sont quant à eux caractérisés par des anomalies de SST plus faibles centrées sur le Pacifique central (CP pour « central Pacifique El Niño »), comme les événements de 1991-1992, 1994-94 ou de 2009-10 (Figure I.7). Une autre classification émerge depuis peu : d'une part un continuum d'événements dont le maximum de SSTA oscille entre le centre et l'est du Pacifique (Capotondi *et al.*, 2014) et d'autre part des événements extrêmes (Takahashi *et al.*, 2011) comme ceux de 1982/83, 1997/98 et 2015/16

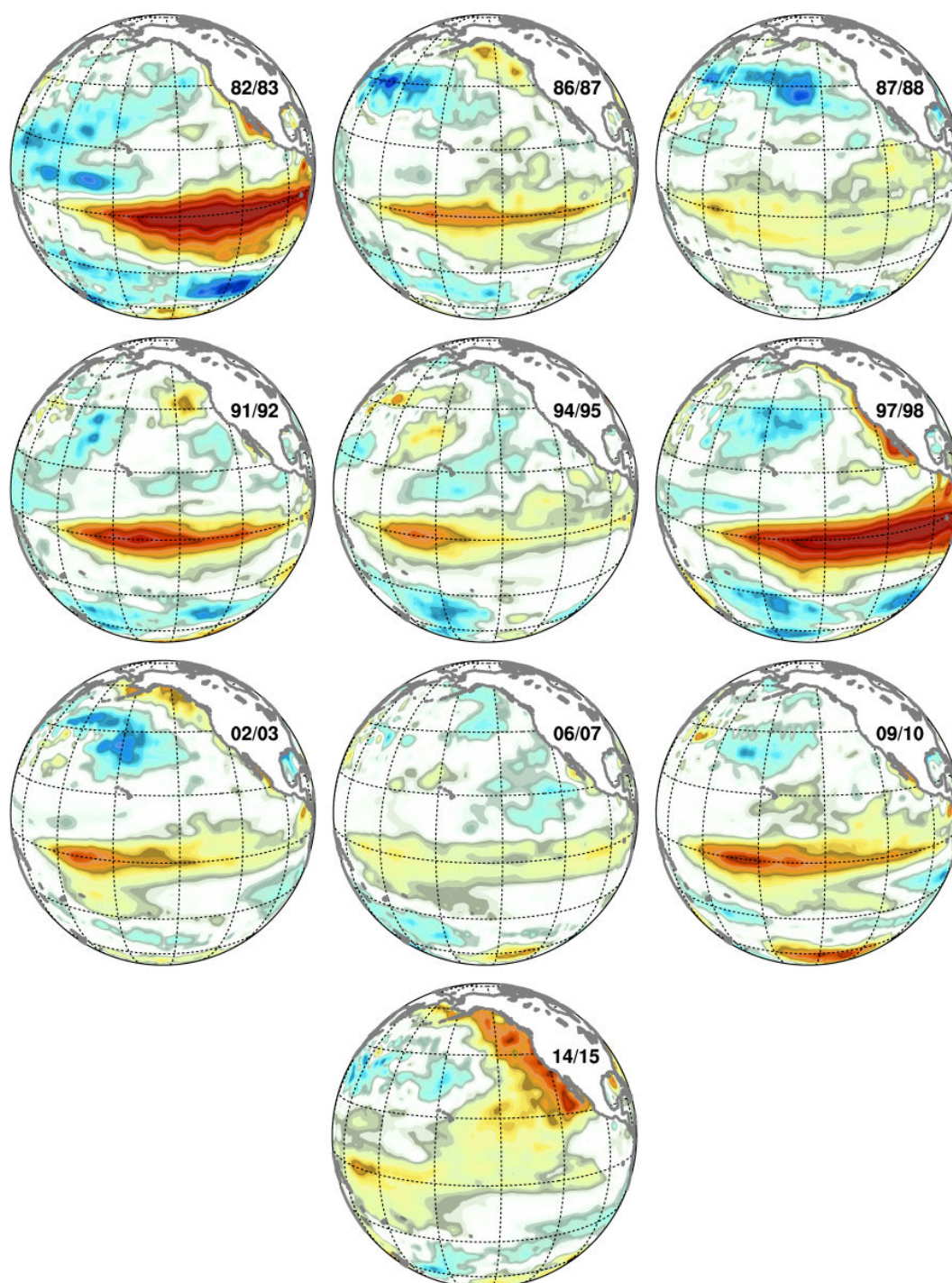


FIGURE I.7 – Structures spatiales des anomalies interannuelles de température de surface de l'océan Pacifique en hiver boréal durant les El Niño des 30 dernières années (adapté de la couverture du volume 96 de Juin 2015 du journal BAMS)

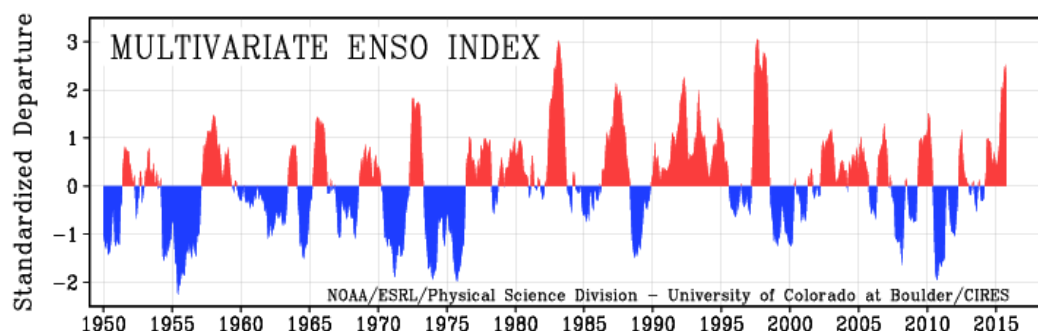


FIGURE I.8 – Le multivariate ENSO index caractérisant les phases positives (rouge) et négatives (bleu) d'ENSO depuis 1950 jusqu'à aujourd'hui (d'après <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei>).

La fréquence d'occurrence ainsi que les transitions entre événements El Niño et La Niña sont aussi caractérisées par une forte irrégularité. La Figure I.8 représente l'un des nombreux indices d'ENSO (Multivariate index) et permet de caractériser l'intervalle entre deux événements, pouvant varier de 2 à 7 ans. De plus, Il existe des asymétries entre les deux phases d'ENSO : Les El Niño sont plus intenses que les Niña (Su *et al.*, 2010), les intenses événements El Niño sont plus souvent suivis par un Niña que l'inverse (Choi *et al.*, 2013) et les Niña sont plus persistants que les Niño (Okumura et Deser, 2010). On observe aussi une modulation d'ENSO à l'échelle décennale (Vecchi et Wittenberg, 2010). Avant les années 1980, les El Niño sont peu nombreux et de faibles amplitudes alors que les La Niña sont fréquents et intenses. Cette tendance s'inverse à partir de l'événement El Niño de 1982 jusqu'à celui de 1997. Depuis 2000, on observe a nouveau une période de faible activité d'ENSO (Hori *et al.*, 2012; Bunge et Clarke, 2014) qui pourrait prendre fin avec l'El Niño 2015.

I.2.2.2 Prévisibilité d'ENSO.

Les importantes conséquences socio-économiques liées au phénomène ENSO font que sa prévision est un enjeu central. Elle est aujourd'hui opérationnelle dans de nombreux centres et il est désormais possible de prévoir son arrivée jusqu'à 6 mois à l'avance. Malgré les moyens mis en œuvre pour comprendre ce phénomène, les prévisions d'El Niño sont rarement fiables au-delà de ces 6 mois c'est à dire avant l'événement soit déclenché,

en tous cas en sub-surface (au début de l'été boréal). Il existe en effet une barrière saisonnière de prévisibilité au printemps qui rend extrêmement difficile de prévoir les événements avant cette saison. Les prévisions se basent sur les mécanismes de grande échelle qui pilotent les variations de température associées à ENSO mais peinent à capturer les irrégularités d'ENSO (Barnston et Tippett, 2012; Clarke, 2014). Il a été suggéré que la variabilité stochastique provenant de l'atmosphère pouvait être la source de ces irrégularités (Kleeman et Moore, 1999; Zavala-Garay *et al.*, 2005; Eisenman *et al.*, 2005; McPhaden *et al.*, 2006b; Gebbie *et al.*, 2007; Jin *et al.*, 2007; Gebbie et Tziperman, 2009b,a; Shi *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2011; Lopez *et al.*, 2013; Hu *et al.*, 2014; Lian *et al.*, 2014; Fedorov *et al.*, 2014a; Chen *et al.*, 2015). Dans la prochaine section, les mécanismes de grande échelle associés à ENSO sont présentés et dans la suivante, un état de l'art sur la connaissance de la variabilité atmosphérique haute fréquence dans le Pacifique équatorial et ses interactions avec ENSO.

I.3 Les mécanismes d'ENSO

I.3.1 Interactions entre l'océan et l'atmosphère dans la région tropicale

À l'inverse des plus hautes latitudes où l'océan et l'atmosphère varient à des échelles de temps différentes, les deux milieux répondent à des échelles de temps plus proches dans les régions équatoriales. De plus, le paramètre de Coriolis change de signe à l'équateur, qui joue alors un rôle de guide d'ondes et permet aux perturbations océaniques et atmosphériques de se propager zonalement sous forme d'ondes équatoriales (Cane et Sarachik, 1976; Moore et Philander, 1977; McCreary Jr, 1985), qui sont très importantes dans l'évolution de la SST du Pacifique. Dans cette section, je vais tout d'abord présenter la réponse océanique au forçage du vent, pour ensuite m'intéresser à la réponse de l'atmosphère au forçage de SST.

I.3.1.1 La réponse de l'océan à un forçage en vent

À l'équateur, les variations de vent peuvent affecter la température des couches superficielles de l'océan via trois mécanismes : en modifiant localement les flux de chaleur à la surface de l'océan, en modifiant l'advection horizontale et verticale localement et à distance et finalement en modifiant l'intensité de l'entraînement et du mélange vertical entre les eaux profondes et la couche mélangée.

Réponse locale Les anomalies de vent de surface affectent localement l'océan en modifiant les flux de chaleur et de quantité de mouvement à l'interface océan-atmosphère. Une modulation de l'intensité du vent moyen modifie par exemple l'évaporation et le flux de chaleur latente associé, entraînant ainsi une variation de la température de surface. La tension de surface (proportionnel au carré de la vitesse du vent) induite par ces anomalies de vent force aussi localement des jets de surface pouvant advecter les eaux de l'océan superficiel. Finalement, l'intensité du mélange vertical et de l'entraînement à la base de la couche mélangée (proportionnel au cube de la vitesse du vent, cf. [Webster et Lukas, 1992](#)) jouent aussi un rôle important dans les variations de la température des eaux de surfaces. Outre ce forçage local, la dynamique océanique à l'équateur est aussi contrôlée à distance via la génération d'ondes.

Réponse liée aux ondes Le forçage d'ondes océaniques qui se propagent le long de l'équateur est en effet un autre mécanisme par lequel l'océan répond au forçage atmosphérique. En effectuant un certain nombre d'approximations, les équations de Navier-Stokes peuvent se simplifier en système d'équations en « eau peu profonde » (dont l'hypothèse majeure consiste à supposer que l'échelle horizontale est très nettement supérieure à l'échelle verticale) dans le plan β équatorial, qui permettent d'obtenir la relation de dispersion des ondes équatoriales océaniques. Du fait de la structure verticale en densité de l'océan, la réponse ondulatoire à une perturbation peut être vue comme la somme d'un mode externe (barotrope) et d'une infinité de modes internes (barocline). Le mode barotrope est très rapide (200 m.s^{-1}), et n'est pas associé à des changements significatifs de la structure verticale en densité de l'océan, et donc inapte à influencer la SST aux échelles de temps d'ENSO. Les deux premiers modes baroclines expliquent la majeure partie du signal

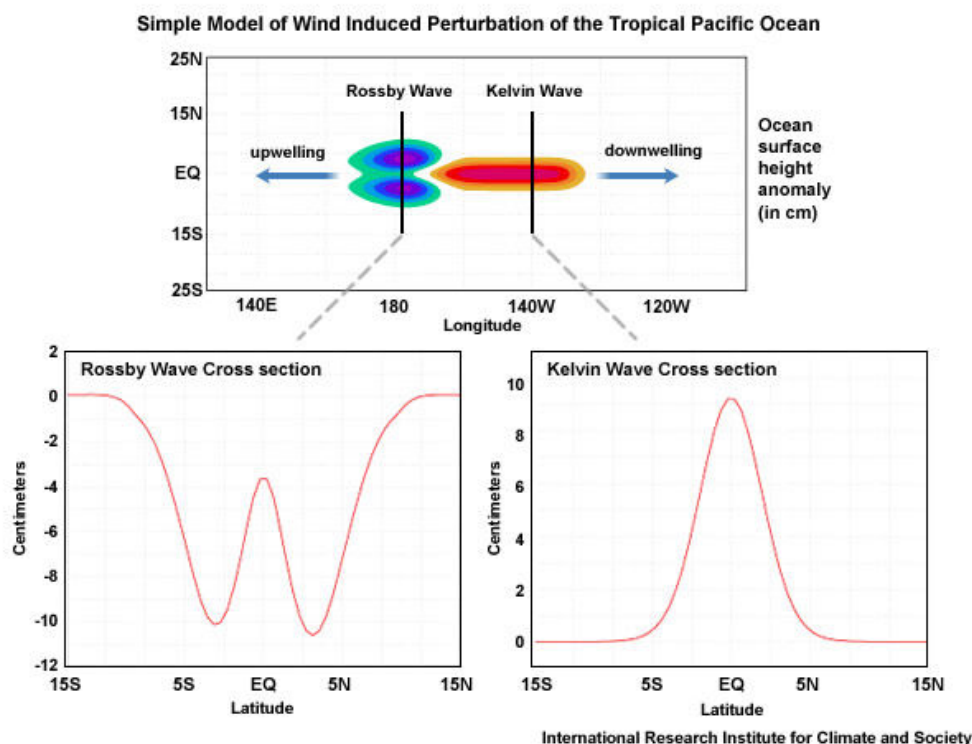


FIGURE I.9 – Signature en niveau de la mer d'une onde de Kelvin de « downwelling » et d'une onde de Rossby « d'upwelling » suite à une anomalie de vent d'ouest dans le Pacifique central dans un modèle idéalisé (International Research Institute for Climate and Society <http://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/ens/>).

associé aux ondes et se déplacent à des vitesses plus lentes (2.5 m.s^{-1} pour le premier mode et 1.7 m.s^{-1} pour le second). Je me focaliserais ici sur les 2 premiers modes baroclines, et sur les ondes longues de période supérieure à un mois et dont l'impact sur l'océan peut potentiellement jouer un rôle sur ENSO : les ondes de Kelvin et de Rossby.

Une anomalie de vent d'ouest à l'équateur force une réponse composée d'une onde de Kelvin de « downwelling » et une onde de Rossby d'« upwelling » (Figure I.9). L'onde de Kelvin de downwelling se propage vers l'est à une vitesse théorique de 2.5 à 3 m.s^{-1} pour le premier mode barocline et traverse le Pacifique en deux mois. Elle est caractérisée par des anomalies de courant vers l'est, une élévation du niveau de la mer et un enfoncement de la thermocline à l'équateur. Cette onde peut donc être responsable d'un réchauffement du Pacifique central et est via un affaiblissement de l'advection zonale du gradient moyen de température et via une diminution de l'upwelling équatorial (Picaut et Delcroix, 1995).

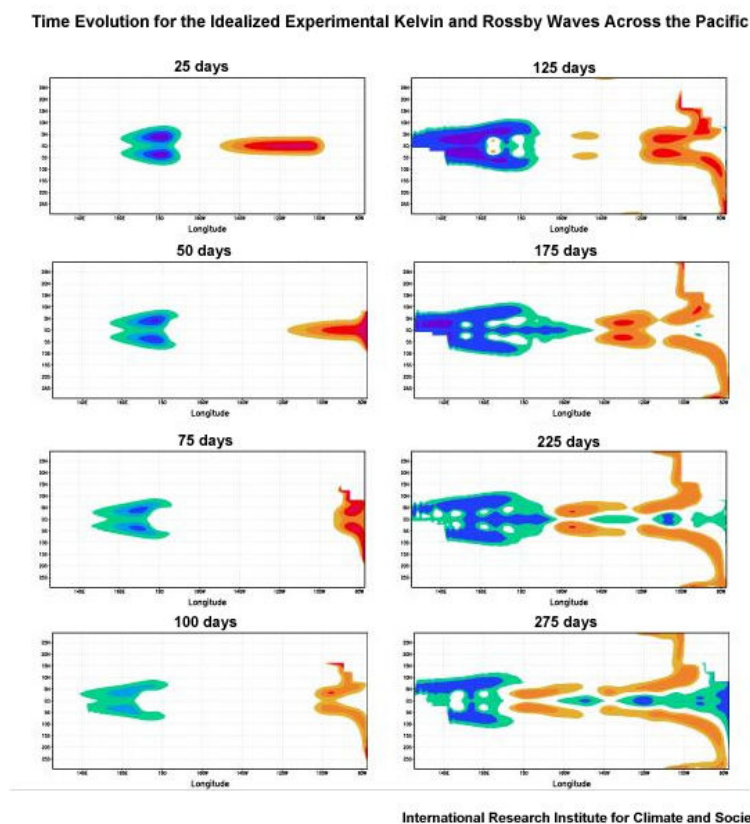


FIGURE I.10 – Évolution temporelle du premier mode barocline des ondes de Rossby et Kelvin dans une expérience idéalisée (Source IRI <http://iri.columbia.edu/>).

Le signal en onde de Rossby longue « d'upwelling » se compose de deux lobes symétriques par rapport à l'équateur, associés à une remontée de la thermocline à 5°N et 5°S. Elle se propage vers l'ouest trois fois plus lentement que l'onde de Kelvin. De manière symétrique, une anomalie de vent d'est déclenchera une onde de Kelvin « d'upwelling » associé à des anomalies de courant vers l'ouest et à une remontée de la thermocline et une onde de Rossby de « downwelling » associé à des anomalies de courant vers l'est et un approfondissement de la thermocline à 5°N et 5°S.

En atteignant la limite est du bassin, une partie de l'énergie de l'onde de Kelvin de « downwelling » va se réfléchir sous la forme d'une onde de Rossby de « downwelling » (Figure I.10) alors qu'en atteignant l'ouest du bassin, une partie de l'énergie de l'onde de Rossby « d'upwelling » se réfléchira en onde de Kelvin de « upwelling ».

I.3.1.2 La réponse de l'atmosphère au forçage de l'océan

Réponse convective La température de surface du Pacifique ouest dépasse les 27.5 °C (Figure I.1a) qui correspond au seuil de la formation de la convection profonde atmosphérique (Graham et Barnett, 1987). Une perturbation positive de SST proche du bord est de la warm pool va donc permettre à la SST de franchir ce seuil (Bony *et al.*, 1997), et donc à la convection de s'étendre vers l'est. La détente adiabatique des parcelles d'air entraînées en altitude dans la cheminée convective produit un refroidissement qui permet la vapeur d'eau de se condenser, libérant ainsi de la chaleur latente lors de leur changement de phase. C'est ce chauffage troposphérique qui va induire la réponse dynamique à grande échelle associée à la convection profonde atmosphérique.

Réponse dynamique Le modèle de Gill (1980) prédit la réponse de l'atmosphère à une source de chaleur troposphérique placée à l'équateur (Figure I.11a). La réponse atmosphérique à ce forçage est assez semblable à la circulation de Walker, avec des anomalies de vent d'ouest de surface sous et à l'ouest de la source de chaleur troposphérique et des anomalies de vent d'est plus faibles à l'est de cette source. En altitude, les champs de vent sont de direction opposée, avec des vents d'ouest à l'est du chauffage (Figure I.11c) qui viennent fermer la circulation. Les observations confirment bien une réponse de vent d'ouest maximale à l'ouest des anomalies convectives dans l'océan Pacifique (Kiladis *et al.*, 1994).

Réponse thermodynamique La perturbation convective et sa réponse thermodynamique modulent les flux à l'interface air mer. Sous la convection, on a à la fois une diminution des flux solaire et une augmentation des pertes de chaleur océaniques par chaleur latente associées aux anomalies de vent d'ouest. On a donc tendance à avoir une rétroaction négative de l'ordre de $-15 W.m^{-2}.^{\circ}C^{-1}$ (Barnett *et al.*, 1991) via les flux air-mer (une anomalie positive de SST favorise le développement de convection qui mène à des pertes de chaleur océaniques plus importantes). La rétroaction des flux de surface par rapport à la SST varie toutefois en fonction de la région, avec une rétroaction qui peut par exemple devenir positive dans les régions de nuages bas à l'est du bassin (Lloyd *et al.*, 2009, 2011, 2012).

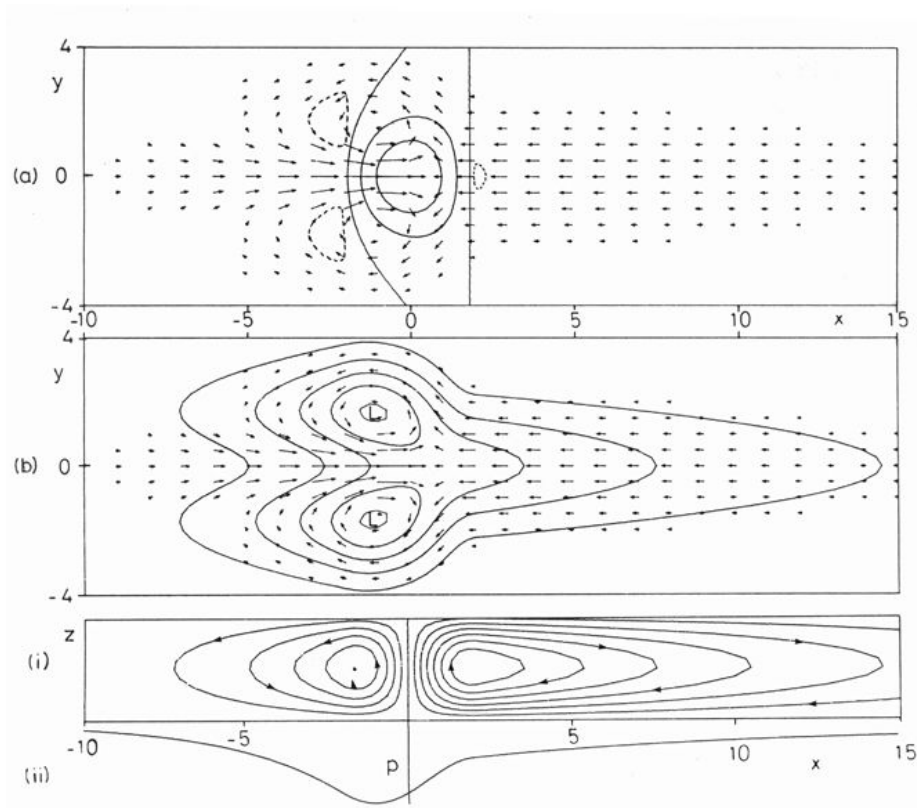


FIGURE I.11 – Réponse de l’atmosphère à un chauffage équatorial dans la région $|x| < 2$: Anomalies de (a) Vitesse verticale w (trait continu correspondent à des vitesses de 0, 0.3, 0.6, et tireté à -0.1) et (b) de pression de surface (intervalle de 0.3 hPa) superposée au champ de vent de basses couches. (c) Lignes de courant à l’équateur illustrant la cellule de Walker et anomalie de pression surface (d’après Gill, 1980).

I.3.2 Rétroactions couplées positives

Lorsqu’un signal atmosphérique modifie l’état de l’océan qui à son tour modifie le signal atmosphérique initial, on parle alors de rétroaction : positive si elle amplifie la perturbation initiale, négative si elle l’amortit.

Comme nous l’avons vu dans la section I.2.1, Bjerknes démontra qu’une rétroaction positive océan-atmosphère était le mécanisme clé pour expliquer le rapide réchauffement du pacifique pendant les épisodes El Niño . Cette rétroaction est aujourd’hui appelé rétroaction de Bjerknes. Une anomalie de vent d’ouest dans le Pacifique ouest entraine un réchauffement au niveau du bord est du réservoir d’eau chaude par advection zonale et

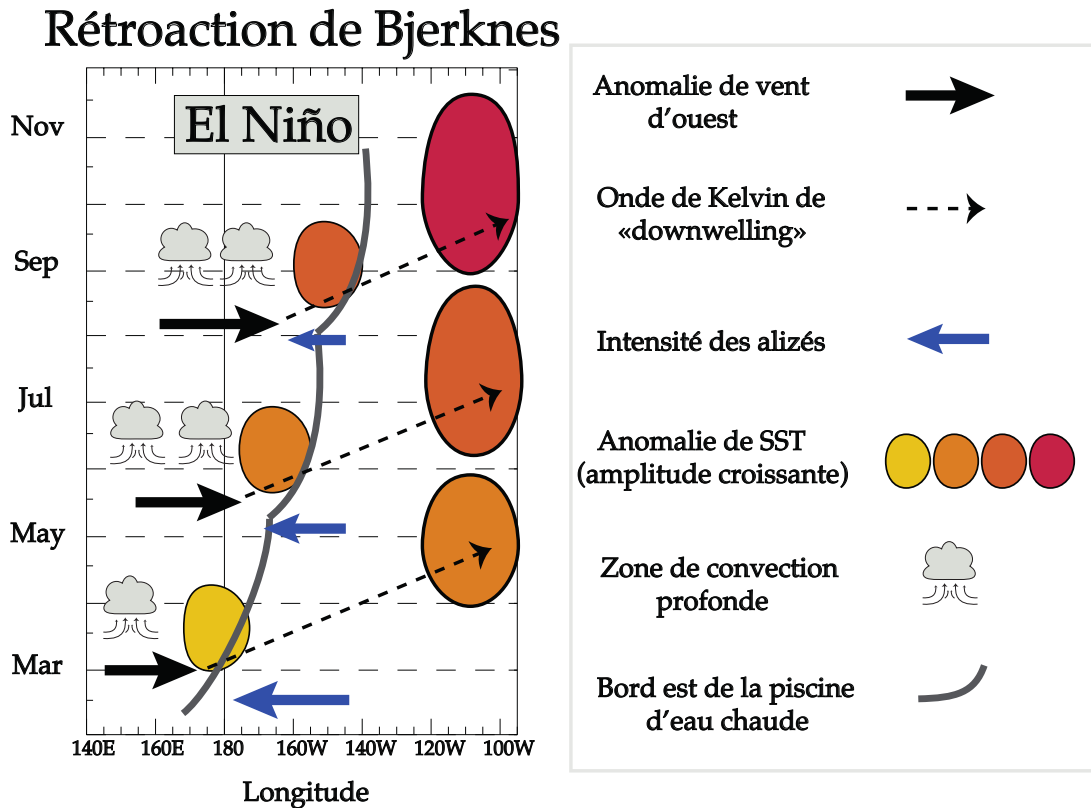


FIGURE I.12 – Schéma explicatif de la rétroaction de Bjerknes.

déclenche une onde de Kelvin de « downwelling » qui va approfondir la thermocline sur sa trajectoire et réchauffer le Pacifique est ou la thermocline est très proche de la surface (p. ex. [Lengaigne et al., 2002](#)). Parce que la SST au niveau du bord est du réservoir d'eau chaude est juste en dessous de la température limite nécessaire à la formation de la convection profonde, même une petite anomalie de SST (ou de manière équivalente un faible déplacement du réservoir d'eau chaude vers l'est) entraîne une forte réponse atmosphérique (p. ex. [Lengaigne et al., 2004b](#)). De ce fait, en déplaçant les eaux chaudes vers l'est, l'anomalie de vent d'ouest initiale entraîne un développement de convection profonde et une anomalies de vents d'ouest (c-à-d une réduction des alizés) au bord est de la warm pool. Selon les mêmes mécanismes, cette anomalie de vent va renforcer le réchauffement initial. Via ces mécanismes, le réservoir d'eau chaude va se déplacer vers l'est, et les anomalies de vent associées vont continuer de forcer des ondes de Kelvin de downwelling qui accentuent le réchauffement à l'est en approfondissant la thermocline jusqu'au développement d'un

événement El Niño mature. On distingue deux processus distincts au sein de la rétroaction de Bjerknes qui sont responsables du réchauffement du Pacifique : un lié à l'advection de la SST vers l'est appelé rétroaction « advective » et un lié à l'approfondissement de la thermocline, empêchant la remontée d'eau froide de subsurface appelé rétroaction « thermocline ». La rétroaction liée à l'advection domine dans le Pacifique ouest et central (Wang et McPhaden, 2001; An et Jin, 2001), car la thermocline y est profonde alors que la rétroaction liée à la thermocline est prépondérante à l'est ou la thermocline est très proche de la surface (Zelle *et al.*, 2004).

I.3.3 Rétroactions couplées négatives

La rétroaction de Bjerknes permet d'expliquer la croissance d'anomalies de température dans le Pacifique équatorial. Il manque cependant un mécanisme pour mettre fin à l'événement (et éventuellement entraîner une transition vers la phase opposée). J'ai mentionné ci-dessus la rétroaction négative liée au flux air-mer, mais celle-ci est une rétroaction négative instantanée, qui va limiter l'amplitude de la croissance d'ENSO, mais pas permettre à celui-ci d'osciller. Suarez et Schopf (1988) ont donc proposé la nécessité d'une rétroaction négative retardée pour mettre fin à l'événement initié par le feedback de Bjerknes. Depuis les années 1980, plusieurs mécanismes pouvant jouer le rôle de rétroactions négatives retardées ont été proposés. Je n'en ferai pas ici une liste exhaustive, mais je vais décrire les plus importants. La première rétroaction négative retardée a été proposée par Suarez et Schopf (1988) dans le cadre de la théorie de l'oscillateur retardé. Une anomalie positive de SST dans le Pacifique central est associée à des vents d'ouest qui génèrent des ondes de Kelvin de « downwelling » (Figure I.13, « Kdown ») qui vont favoriser la croissance de l'anomalie initiale dans le Pacifique central et est. Les anomalies de vent d'ouest vont aussi forcer des ondes de Rossby « d'upwelling » (Figure I.13, « Rup ») qui se propagent vers l'ouest jusqu'à se réfléchir au bord ouest bassin en onde de Kelvin « d'upwelling » (Figure I.13, « Kup »). Comme les anomalies de courant et de profondeur de thermocline des ondes de Kelvin ré-

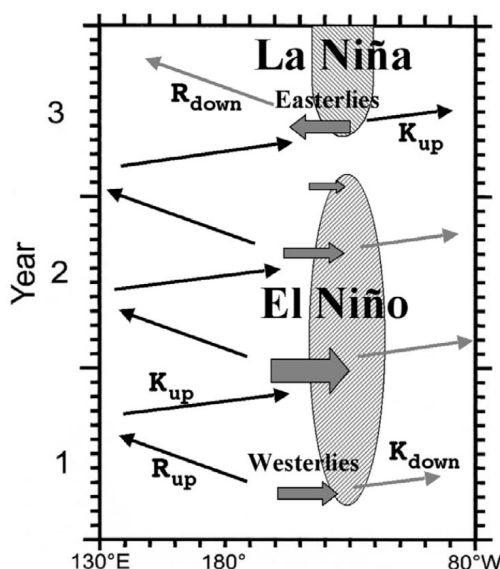


FIGURE I.13 – Schéma de l'oscillateur retardé, d'après Wang et Picaut (2004)

fléchies sont de signe opposé à celles directement forcées par le vent, elle agissent comme une rétroaction négative avec un délais correspondant au temps de propagation des ondes de Rossby jusqu'au bord ouest et du retour des ondes de Kelvin jusqu'au Pacifique central (Figure I.13).

Picaut *et al.* (1997) ont ensuite proposé le modèle de l'oscillateur advectif-réflexif qui se concentre sur le rôle primordial de l'advection zonale pour déplacer le réservoir d'eau chaude vers l'est pendant les événements El Niño et vers l'ouest pendant les événements La Niña. En plus de la réflexion au bord ouest (cf. la théorie de l'oscillateur retardé), cette théorie prend en compte la réflexion au bord est des ondes équatoriales (Figure I.14). Les anomalies de courant associées à une onde de Kelvin « d'upwelling » issues de la réflexion au bords ouest ainsi qu'à l'onde de Rossby de « downwelling » issues de la réflexion au bord est s'additionnent pour repousser le réservoir d'eau chaude vers l'ouest. C'est conditions favorisent l'apparition d'anomalies de vent d'est qui enclenche la transition vers un événement La Niña.

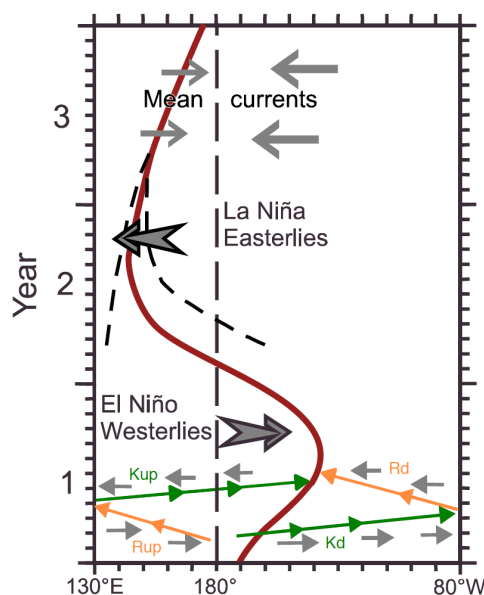


FIGURE I.14 – Schéma de l'oscillateur advectif-réflexif, d'après Wang et Picaut (2004)

La théorie la plus communément acceptée est celle de l'oscillateur rechargé de Jin (1997a). Elle permet de comprendre le rôle prédictif du contenu de chaleur du Pacifique tropical sur l'évolution d'El Niño, un Pacifique tropical anormalement « rechargé » ayant tendance à évoluer vers un El Niño (p. ex. Meinen et McPhaden, 2000). Comme nous l'avons vu, les alizés exercent une force dirigée vers l'ouest sur l'océan, qui réagit en augmentant son contenu de chaleur dans l'ouest. Les forces de pressions associées sont dirigées vers l'est, et entraînent donc un transport de Sverdrup vers l'équateur au nord et sud de celui-ci, « rechargeant » ainsi la bande équatoriale en eaux chaudes. Cette recharge favorise l'apparition d'anomalies positives de température dans le Pacifique central et est, en raison d'une thermocline approfondie, et donc la transition vers un El Niño. Les anomalies de vent d'ouest associées à El Niño induisent un transport de Sverdrup de l'équateur vers les plus hautes latitudes, et donc une décharge (Figure I.15 aI). Cette décharge entraîne une remontée de la thermocline dans tout le Pacifique équatorial (Figure I.15 aII), qui permet aux eaux froides de refaire surface sous l'effet d'un pompage d'Ekman dans le Pacifique est

et de renforcer les alizés qui relance à nouveau la recharge (Figure I.15 aIII). Le Pacifique est alors de nouveau rechargé avec une thermocline anormalement profonde dans tout le bassin (Figure I.15 aIV). Ce feedback a été proposé par Jin (1997a) dans le cadre de la théorie de l'oscillateur rechargé.

De nombreuses études ont démontré la validité de la théorie de l'oscillateur rechargé-déchargé grâce aux observations (Meinen et McPhaden, 2000, 2001; Hasegawa et Hanawa, 2003; Holland et Mitchum, 2003). Ces études ont montré que les anomalies interannuelles de contenu thermique du pacifique équatorial (ou « Warm Water Volume » en anglais, calculé comme le volume d'eau chaude au-dessus de la thermocline intégré dans tout le bassin pacifique (5°N-5°S, 120°E-80°W)) étaient un bon prédicteur de l'intensité du pic d'ENSO jusqu'à 2 saisons à l'avance (Figure I.15 b).

Toutes ces théories (Wang et Picaut, 2004, pour une review) se basent sur la rétroaction positive de Bjerknes pour expliquer la croissance rapide des anomalies de température dans le Pacifique équatorial pendant les événements El Niño et La Niña. Picaut *et al.* (2002) ont montré que les différentes rétroactions négatives liées aux ondes équatoriales proposées pouvaient entrer en jeu pendant un événement El Niño, notamment pendant l'événement de 1997-98, pour expliquer la décroissance des anomalies de température dans le Pacifique équatorial et la transition vers La Niña. Ces mécanismes de grande échelle expliquent donc qualitativement la croissance et la décroissance des anomalies de SST liées aux événements El Niño et La Niña lorsque ceux-ci ont été déclenchés. Il reste cependant encore aujourd'hui des incertitudes sur les mécanismes responsables de leur déclenchement. Depuis quelques années, les nombreuses études sur la variabilité intrasaisonnière du Pacifique tropicale ont montré qu'elle jouait un rôle très important dans les irrégularités d'ENSO (Kleeman et Moore, 1999; Zavala-Garay *et al.*, 2005; Eisenman *et al.*, 2005; McPhaden *et al.*, 2006b; Gebbie *et al.*, 2007; Jin *et al.*, 2007; Gebbie et Tziperman, 2009b,a; Shi *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2011; Lopez *et al.*, 2013; Hu *et al.*, 2014; Lian *et al.*, 2014; Fedorov *et al.*, 2014a; Chen *et al.*, 2015).

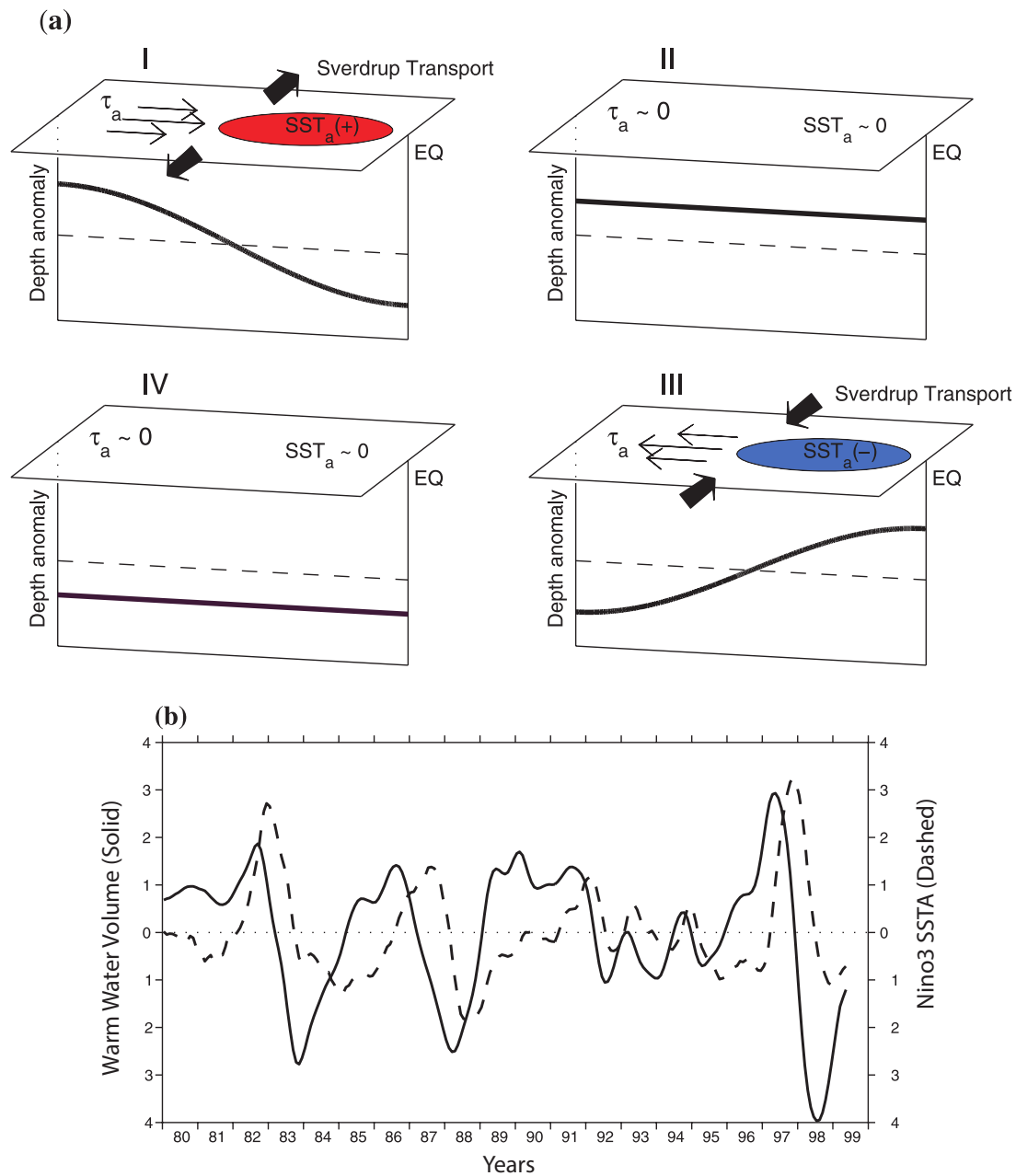


FIGURE I.15 – (a) Schéma de l'oscillateur rechargé. (b) Série temporelle des anomalies de SST (pointillé) dans la région Niño3 et contenu thermique ou Warm water volume (solid, 1014 m³) dans tout le bassin pacifique (5°N-5°S, 120°E-80°W), d'après Wang et Picaut (2004)

I.4 Présentation de la variabilité intrasaisonnière atmosphérique du Pacifique

Dans cette section, les différentes composantes de la variabilité atmosphérique à l'échelle intrasaisonnière sont présentées, dont les coups de vent d'ouest, l'oscillation de Madden-Julian et les ondes équatoriales couplées à la convection. Une revue des connaissances actuelles sur les interactions existantes entre ces différentes composantes est ensuite proposée.

I.4.1 Les coups de vent d'ouest (WWEs pour « Westerly Wind Events »)

Les coups de vent d'ouest ou Westerly Wind Events (WWEs) en anglais sont des anomalies de vents d'ouest se produisant au-dessus du réservoir d'eau chaude et ayant souvent une signature équatoriale (Luther *et al.*, 1983; Luther et Harrison, 1984; Harrison et Luther, 1990; Harrison et Giese, 1991; Hartten, 1996; Harrison et Vecchi, 1997). De nombreuses études ont caractérisé l'évolution du champ de vent pendant ces événements dans les observations (Chang *et al.*, 1979; Keen, 1982; Love, 1985; Eldin *et al.*, 1994; Lin et Johnson, 1996; Chen et Houze, 1997). Les WWEs ont une échelle zonale pouvant varier de 20 à 40 degrés, pour une échelle méridionale de 5 à 10° de latitudes et durent entre 5 et 30 jours (Figure I.16). Leur amplitude moyenne est de 6-7 $m.s^{-1}$ et ils ont une légère tendance à se propager (Harrison et Giese, 1991; Hartten, 1996; Harrison et Vecchi, 1997). Ils se produisent majoritairement pendant l'hiver et le printemps boréal (Eisenman *et al.*, 2005). Selon les méthodes de détections, on dénombre entre 6 et 15 WWEs par an. En classant les WWEs en deux catégories, WWE « court » (période de 5-25 jours) et « soutenu » (période de 30-90 jours), Fasullo et Webster (2000) ont montré que leur structure verticale pouvait varier significativement d'un événement à un autre, tout comme leur lien avec la convection profonde. Les WWEs « courts » sont associés à des anomalies de vent d'ouest qui s'étendent de la surface jusqu'à la tropopause et peuvent être occasionnellement associés à des ano-

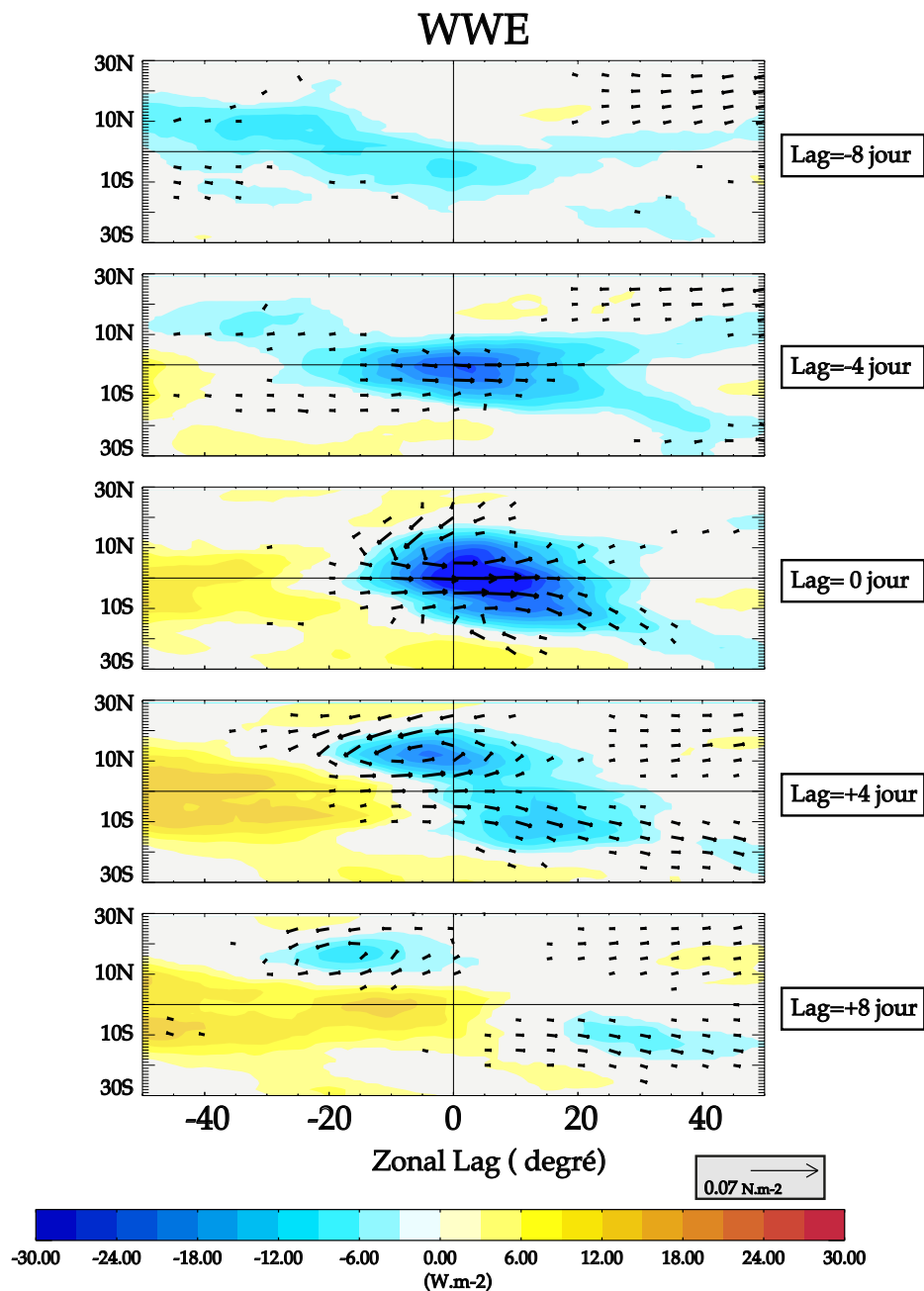


FIGURE I.16 – Composite spatial des anomalies intrasaisonnières de tension de vent (vecteur) et OLR (couleur) 8 jours avant jusqu'à 8 jours après un WWE. Les composites sont centrés à la longitude et la date du WWE.

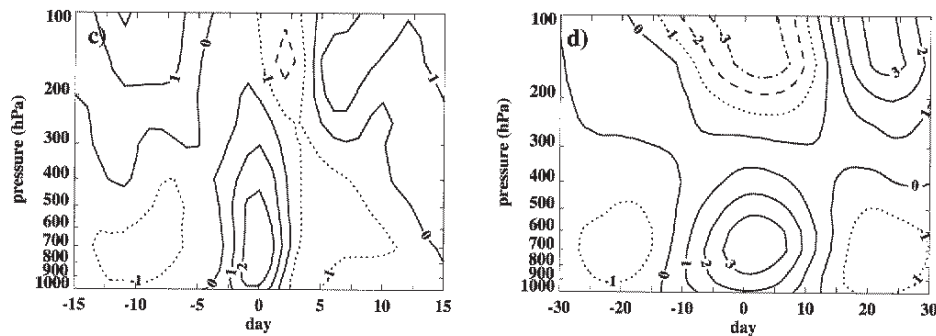


FIGURE I.17 – Composite de l'évolution temporelle de la structure spatiale des anomalies intrasaisonnières de vent zonal pendant un WWE court (a) et un WWE soutenu (b). Ces composites sont basés sur les réanalyses de vent ECMWF. Les lignes pointillées et tiretées représentent des vents d'est et les traits pleins, des vents d'ouest (d'après [Fasullo et Webster, 2000](#)).

malies convectives (Figure I.17a) alors que les WWEs « soutenus » ont une structure verticale barocline avec des forts vents d'est en haute troposphère et des vents d'ouest en surface (Figure I.17b) et sont toujours associés à une augmentation de la convection profonde ([Gutzler, 1991](#)).

I.4.2 La MJO & les ondes équatoriales couplées à la convection

J'ai décrit précédemment les ondes équatoriales dans l'océan. Ces ondes existent aussi dans l'atmosphère équatoriale, et sont caractérisées par des relations théoriques entre échelles de temps et nombre d'onde (diagramme de dispersion, Figure I.18). Dans le Pacifique équatorial et plus particulièrement à l'ouest, au-dessus du réservoir d'eau chaude, ces ondes sont couplées à la convection profonde atmosphérique et ont donc une signature sur la couverture nuageuse : l'OLR peut être utilisé comme un marqueur de ces ondes au-dessus du réservoir d'eau chaudes. La figure I.18 représente le diagramme théorique des ondes équatoriales superposé au spectre d'énergie en fréquence et nombre d'onde zonal du champ d'OLR symétrique par rapport à l'équateur. Cette figure valide la théorie des ondes équatoriales, avec une énergie aux échelles intrasaisonnières qui se concentre bien le long des modes de Kelvin et Rossby. Il existe aussi un pic d'énergie correspondant à une oscillation planétaire (nombre d'onde 1 à 4) d'échelle intrasaisonnière (période variant de 30 à 90 jours) correspondant à l'oscillation de Madden-Julian.

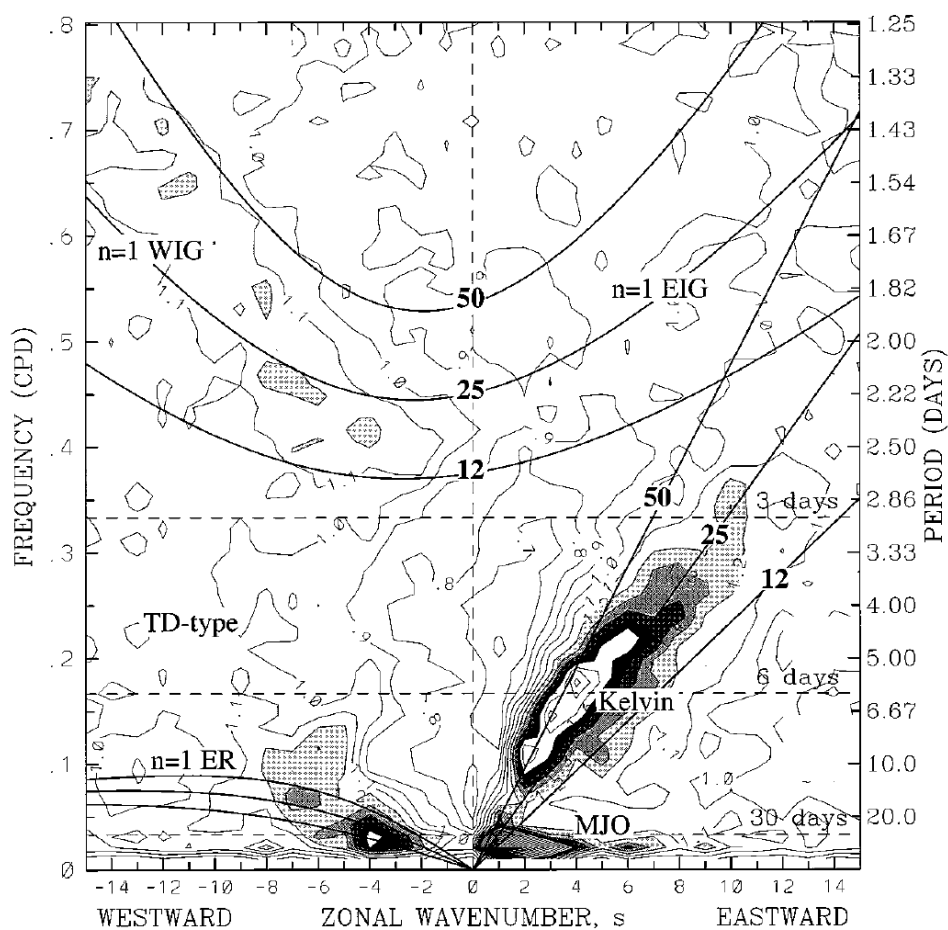


FIGURE I.18 – Les contours montrent le spectre en fréquence (axe des ordonnées) et nombre d'ondes zonales (axe des abscisses) du champ d'OLR symétrique divisé par le « spectre de fond ». L'intervalle des contours de ce ratio est 0.1, avec tous les contours inférieurs à 1.1 supprimés (d'après [Wheeler et Kiladis, 1999](#)).

I.4.2.1 L'oscillation de Madden Julian

L'oscillation de Madden-Julian (MJO), mise en évidence pour la première fois par [Madden et Julian \(1971\)](#), est le principal mode de variabilité atmosphérique aux échelles intrasaisonnières. La MJO est associée à des variations à grande échelle des vents troposphériques et de convection atmosphérique au-dessus du réservoir d'eau chaude Indo-Pacifique. Ces perturbations se propagent vers l'est avec une vitesse de phase de 5 m.s^{-1} en moyenne. La figure I.19 représente l'évolution spatiale et temporelle des structures de tension de vent et d'OLR associées à la MJO. La convection atmosphérique associée à la

MJO s'initie généralement dans l'Ouest de l'Océan Indien : au cours de cette phase, la convection atmosphérique est réduite dans l'Ouest du Pacifique qui est alors caractérisé par des anomalies de vent d'est (Figure I.19 lag -20). L'enveloppe convective de la MJO se déplace ensuite du bassin indien vers l'Ouest du Pacifique en 20 jours, renforçant alors la convection au-dessus du réservoir d'eau chaude et induisant des anomalies de vent de surface d'ouest (Figure I.19 lag 0). S'ensuit alors la phase opposée, associée à des vents d'est qui réduit la convection de l'océan Indien au Pacifique ouest.

Dans cette thèse, j'appellerai les phases de la MJO associées à des vents d'ouest et à une forte activité convective les phases « convectives », en opposition avec les phases « subsidentes » où la convection est supprimée et les anomalies de vent d'est dominant. La figure I.20 explique la terminologie utilisée dans cette thèse pour définir les différentes phases de la MJO. Lorsque la MJO est « active », on peut observer une succession de phases « convectives » et « subsidentes » (Mars à Juin sur la figure I.20) ou des phases solitaires (Juillet sur la figure I.20), on définit alors la phase active comme l'enveloppe spatio-temporelle des phases successives ou de la phase solitaire. La MJO est considérée en état neutre, lorsque l'on observe ni phases « convective », ni phase « subsidente » dans le Pacifique équatorial.

Il n'y a pas vraiment de consensus sur le/les mécanisme(s) responsable(s) de la MJO mais elle ne semble pas être totalement indépendante des ondes équatoriales de Kelvin et Rossby (Rui et Wang, 1990; Zhang, 2005; DeMott *et al.*, 2015).

I.4.2.2 Les ondes de Rossby et Kelvin.

Les ondes de Kelvin et de Rossby atmosphériques se forment sous l'effet d'une anomalie de chauffage troposphérique associée à une forte activité nuageuse le long de l'équateur. Les ondes de Kelvin se propagent vers l'est avec une vitesse de phase pouvant fluctuer de 15 à 20 $m.s^{-1}$ et une longueur d'onde variant de 4000 et 20 000 km. Elle entraîne sur son passage des anomalies de vent d'ouest pouvant atteindre 1 $m.s^{-1}$ et une baisse de pression à l'équateur. Les ondes Rossby (« CRW » pour Convectively coupled Rossby waves) se propagent quant à elles vers l'ouest trois fois plus lentement que les ondes de Kelvin avec une vitesse de phase de 5 $m.s^{-1}$. La Figure I.21 représente l'évolution spatiale et temporelle des structures de tension de vent et OLR associées aux ondes de Rossby. Lors de sa phase « convective », les CRWs sont associés à une paire de cyclones, centrés à 10°S-10°N

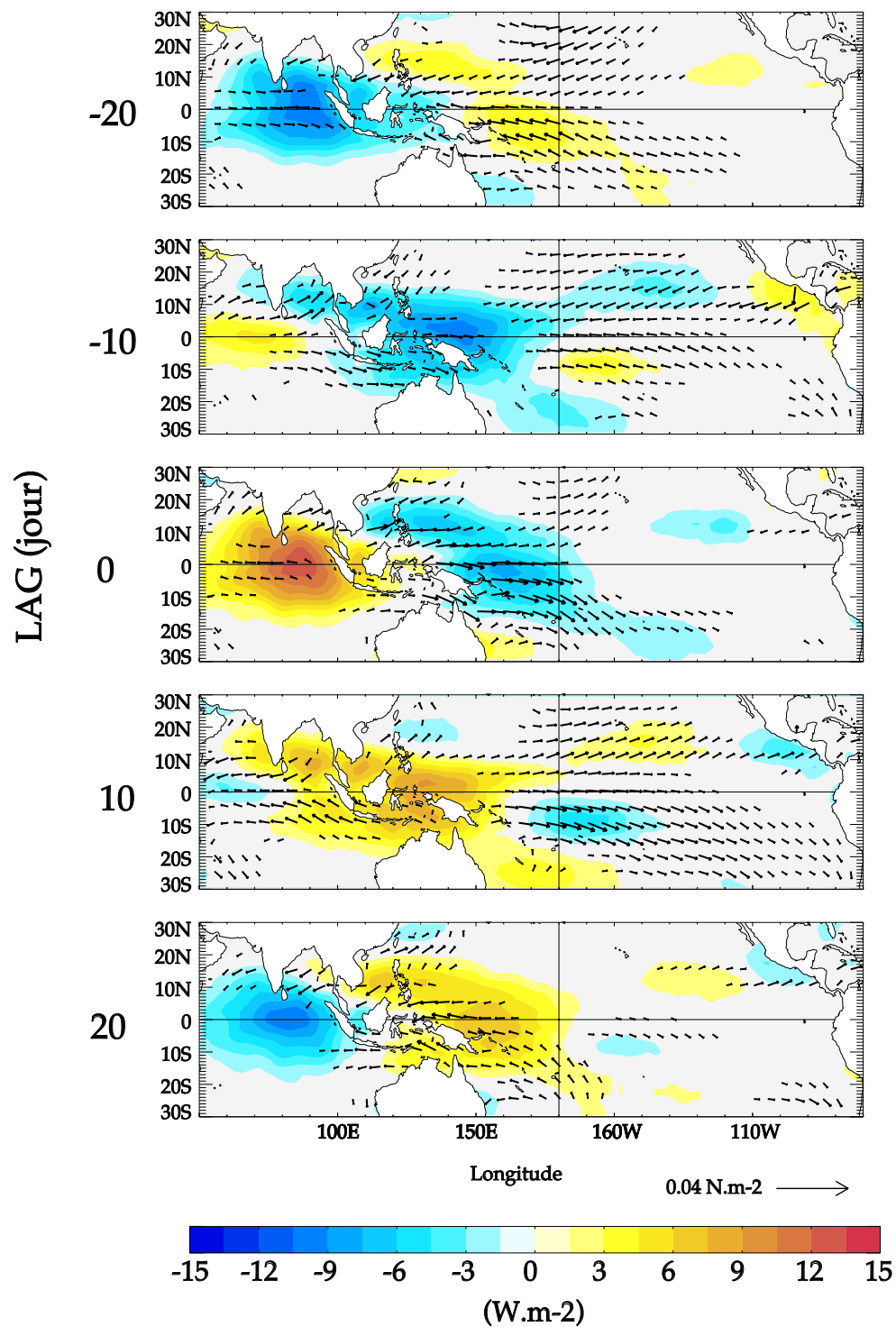


FIGURE I.19 – Cartes de régressions entre les anomalies intrasaisonnières de tension de vent (vecteur) et OLR (couleur) avec un indice de la MJO dans l'ouest du Pacifique pour différents décalages temporels (données Tropflux).

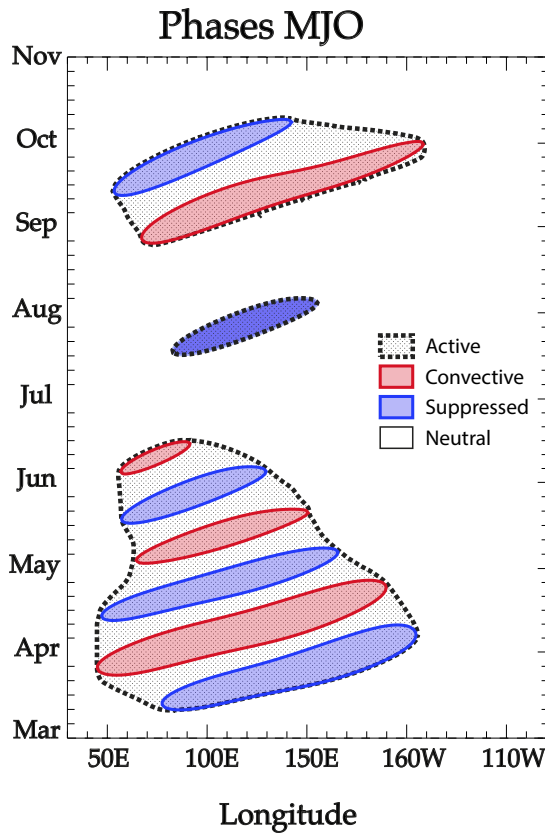


FIGURE I.20 – Section équatoriale longitude-temps, illustrant la terminologie utilisée dans cette thèse pour définir les différentes phases de la MJO (données Tropflux).

correspondant à deux pôles de basse pression qui modulent la convection et des anomalies de vent d'ouest à l'équateur. Pendant la phase « subsidente », on observe une paire d'anticyclones associés à une diminution de la convection à 10°N-10°S et des anomalies de vent d'est à l'équateur. La période de l'onde de Rossby oscille entre 15 et 20 jours et sa longueur d'onde est proche de 10 000 km. J'utiliserai la même terminologie que pour la MJO concernant les phases « active » et « neutre » des CRWs.

I.4.3 Relation entre ondes atmosphériques et WWEs

Des études de cas ont suggéré que les WWEs pouvaient être associés à de nombreux phénomènes météorologiques de grande échelle, comme une paire de cyclone tropicaux (Keen, 1982; Love, 1985; Nitta, 1989; Harrison et Giese, 1991; McBride *et al.*, 1995; Hartten, 1996), des intrusions d'air froid (cold surge) provenant des moyennes latitudes (Harrison et Schopf, 1984; Chang et Lau, 1980; Arkin et Webster, 1985; Love, 1985; CHU et Frederick, 1990; Hsu *et al.*, 1990; Meehl *et al.*, 1996), la MJO (Lau *et al.*, 1989; Gutzler, 1991; Sui et

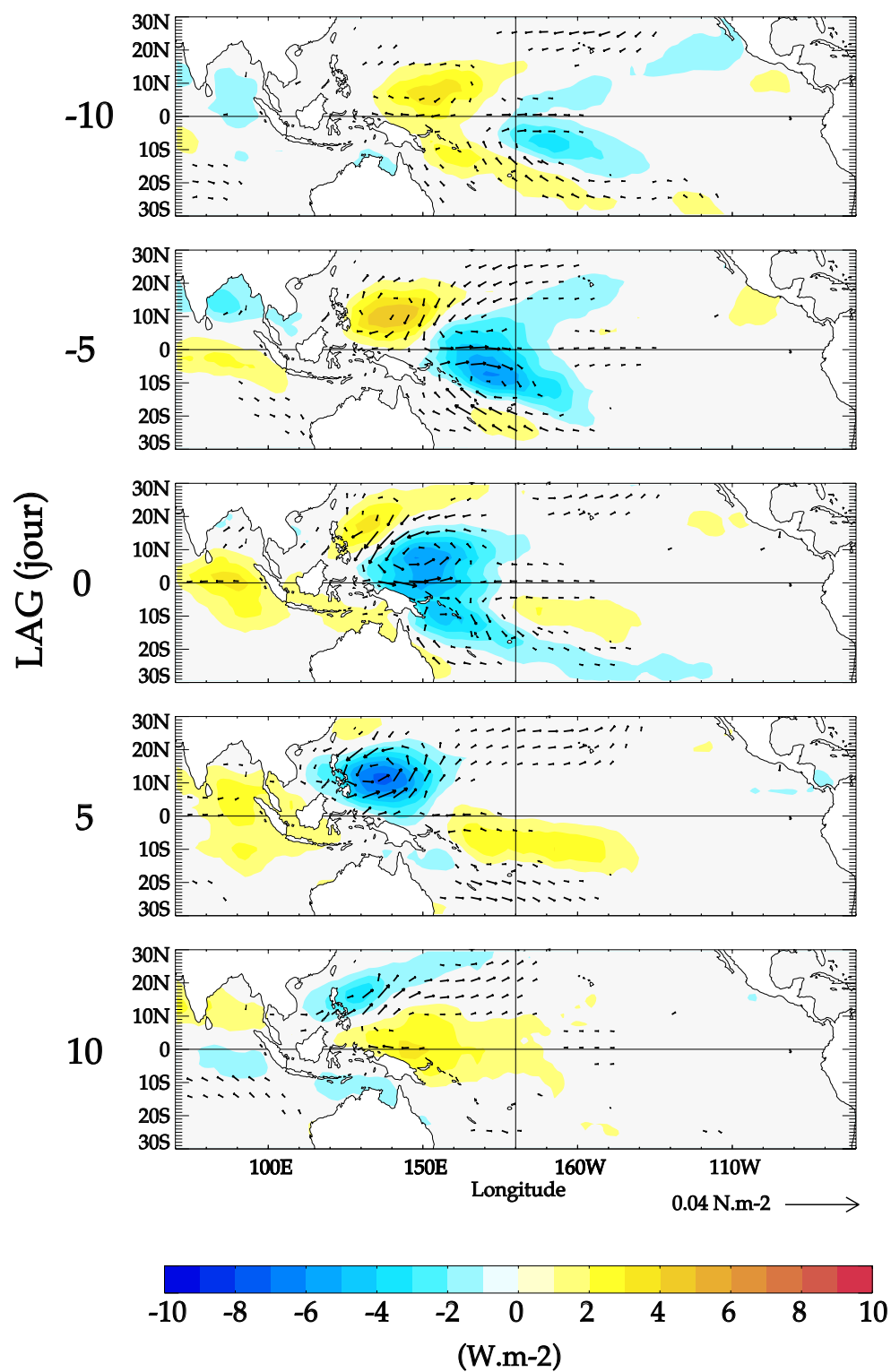


FIGURE I.21 – Cartes de régression entre les anomalies intrasaisonnières de tension de vent (vecteur) et OLR (couleur) et un indice des CRWs dans l'ouest du Pacifique pour différents décalages temporels (données Tropflux).

Lau, 1992; Godfrey *et al.*, 1998) ou une combinaison de ces phénomènes (Yu et Rienecker, 1998). Les coups de vent d'ouest se produisant dans le Pacifique ouest et étant associés à un renforcement de la convection, il a donc été suggéré que l'influence de la MJO sur la convection pouvait moduler la fréquence et l'intensité des WWEs. Cependant, la MJO se distingue des WWEs par le fait qu'elle se propage vers l'est et oscille avec une période plus longue (30-60 jours) que celle des WWE (5-30 jours). De plus, contrairement aux coups de vent d'ouest, la MJO n'est généralement pas associée à des anomalies moyennes de vent vers l'ouest, phases convectives et subsidentes ayant tendance à se compenser.

La thèse de Vecchi (2000), étendue ensuite avec des données plus récentes par l'étude de Chiodi *et al.* (2014), a quantifié le lien entre l'occurrence de WWEs équatoriaux et les différentes phases de la MJO. Ils ont défini leurs WWEs comme des anomalies de vent supérieur à 2 m.s^{-1} , durant au moins 3 jours et s'étendant au moins sur 10° de longitude. En utilisant cette méthode d'identification, ils ont dénombré 11 WWEs/ans sur la période 1986-2010. Pour caractériser les différentes phases de la MJO, ils ont utilisé l'indice MJO développé par Wheeler et Hendon (2004). Leurs résultats montrent que les WWEs ne se produisent pas plus souvent lorsque la MJO est active que lorsqu'elle est en condition neutre. Ils ont cependant montré que, lorsqu'un WWE se produisait quand la MJO était active, c'était préférentiellement pendant la phase « convective » plutôt que « subsidente ».

Seiki et Takayabu (2007a) se sont aussi intéressés à la relation entre les WWE et la MJO. Ils ont cependant utilisé des critères de détection de WWEs plus restrictifs que Chiodi *et al.* (2014), identifiant 8 WWE/ans. Ils ont utilisé la variance des anomalies de vitesse potentielle à 200 hPa moyennés entre 10°N et 10°S pour caractériser la MJO. Avec ces critères, 90% des WWEs sont alors associés à une phase convective de la MJO. Il faut tout de même noter que leur indice de la MJO ne différencie pas les propagations vers l'ouest et vers l'est, pouvant mélanger alors les perturbations associées à la MJO mais aussi des ondes couplées à la convection comme les ondes de Kelvin et Rossby atmosphériques. Dans leur étude, Seiki et Takayabu (2007a) ont aussi émis l'hypothèse que la paire de cyclones souvent observée pendant les WWEs pouvait être la signature d'une onde de Rossby couplée à la convection. Cependant, ils n'ont pas quantifié cette relation précisément.

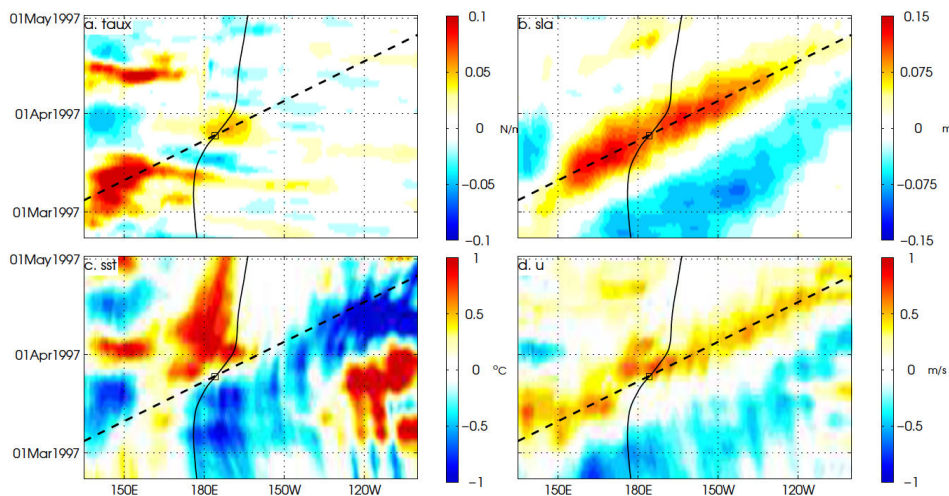


FIGURE I.22 – Anomalies intrasaisonnières associées au coup de vent de mars 1997 moyennées dans la bande 2°N-2°S : (a) tension de vent zonale, (b) niveau de la mer, (c) SST, (d) courant de surface zonale. Sur chaque panneau, la ligne pleine représente le bord est du réservoir d’eau chaude. La ligne tiretée indique la trajectoire théorique de l’onde de Kelvin (d’après [Drushka et al., 2015](#)).

Il n’existe donc aujourd’hui pas de consensus clair sur la relation entre les WWEs et les phénomènes atmosphériques de grande échelle comme la MJO ou les CRWs, les deux études les plus exhaustives existantes sur le sujet ([Seiki et Takayabu, 2007a](#); [Chiodi et al., 2014](#)) présentant des résultats contradictoires.

I.5 Interactions entre WWEs et ENSO

I.5.1 Réponse océanique à un WWEs

La réponse océanique des coups de vent d’ouest à fait l’objet de nombreuses études à partir des observations ([McPhaden et Taft, 1988a](#); [McPhaden et al., 1992](#); [Delcroix et al., 1993](#); [Ralph et al., 1997](#); [Feng et al., 1998](#)) et de simulations océaniques ([Giese et Harrison, 1991](#); [Kindle et Phoebus, 1995](#); [Lengaigne et al., 2002](#); [Drushka et al., 2015](#)). Les coups de vent d’ouest sont responsables de perturbations océaniques locales, sous les anomalies de tension de vent, mais aussi dans tout le Pacifique équatorial via la génération d’ondes océaniques.

Une attention particulière a été portée sur le coup de vent de mars 1997, le plus énergétique mesuré à ce jour (Figure I.22). À l'équateur, les intenses anomalies de vent s'ouest qui caractérisent les WWEs (Figure I.22a) sont localement à l'origine d'anomalies de courant d'ouest sous et à l'est du coup de vent. Les WWEs qui se produisent dans le Pacifique ouest peuvent aussi entraîner un refroidissement local de la température de surface en augmentant l'évaporation. Le WWE génère aussi une réponse distante, sous la forme d'une onde de Kelvin océanique de « downwelling », associée à des anomalies de courant de surface et un approfondissement de la thermocline (Figure I.22b-d) se propageant vers l'est. Les anomalies de courant d'ouest le long de la trace de l'onde de Kelvin déplacent le réservoir d'eau chaude vers l'est entraînant alors un réchauffement du Pacifique central (Figure I.22c). Dans le Pacifique est, la thermocline étant proche de la surface, son enfoncement par l'onde de Kelvin conduit aussi à un réchauffement.

Cependant, l'intensité, le timing ainsi que la localisation de cette réponse sont variables et dépendent à la fois des caractéristiques du coup de vent [Giese et Harrison \(1991\)](#); [Suzuki et Takeuchi \(2000\)](#) mais aussi des conditions océaniques au moment de son occurrence. [Schopf et Harrison \(1983\)](#) ont étudié l'influence des conditions initiales océaniques sur les courants induits et le réchauffement des températures de surface engendré par un WWE dans le Pacifique équatorial. En imposant une anomalie de vent d'ouest, d'abord sur un océan présentant un profil vertical de température spatialement homogène (sans gradient zonal de température), puis similaire à celui observé dans le Pacifique équatorial (fort gradient zonal de température), ils ont montré que le réchauffement observé les mois suivants le WWE se faisait par advection zonale du champ de SST préexistant et nécessitait donc la présence d'un gradient zonal de SST. Dans une autre étude, [Giese et Harrison \(1990\)](#) ont montré que des changements dans la structure verticale de l'océan pouvaient aussi altérer les caractéristiques des ondes de Kelvin. En effet, si une thermocline profonde dans le Pacifique a tendance à favoriser les ondes de Kelvin du 1er mode barocline, une thermocline peu profonde dans le Pacifique a elle tendance à favoriser les modes baroclines plus élevés (notamment le mode 2). À l'aide d'un OGCM forcé par une anomalie de vent intrasaisonnière, [Suzuki et Takeuchi \(2000\)](#) ont confirmé ces résultats en montrant que l'amplitude de

la réponse océanique à un forçage dépendait fortement de l'amplitude et de la période des anomalies imposées ainsi que de la structure de l'océan. Cependant ces études se placent dans un contexte assez idéalisé et n'ont pas quantifié précisément l'impact des conditions océaniques sur la réponse en SST aux coups de vent.

I.5.2 Influence des WWEs sur ENSO

Hasselmann (1976) a été le premier à envisager l'intégration de la variabilité synoptique atmosphérique (vue comme un forçage stochastique) par l'océan comme source de variabilité climatique. Après quoi, de nombreux auteurs (McWilliams et Gent, 1978; Lau, 1985; Vallis, 1988) ont émis l'hypothèse qu'un forçage stochastique pouvait être à l'origine de l'apériodicité d'ENSO. Par la suite, des simulations numériques ont permis de montrer que la variabilité haute fréquence était susceptible d'expliquer les irrégularités du cycle ENSO (p. ex. Penland et Sardeshmukh, 1995; Blanke *et al.*, 1997; Moore et Kleeman, 1999; Thompson et Battisti, 2000; Roulston et Neelin, 2000; Zavala-Garay *et al.*, 2003), les asymétries entre les phases d'ENSO (Penland *et al.*, 2000) ainsi que sa prévisibilité limitée (p. ex. Eckert et Latif, 1997; Kleeman et Moore, 1997; Zavala-Garay *et al.*, 2004).

La série de coups de vent d'ouest qui s'est produite au printemps et en été 1997 a été particulièrement étudiée (McPhaden et Yu, 1999; McPhaden, 1999; Yu et Rienecker, 1998; van Oldenborgh, 2000; Bergman *et al.*, 2001; Lengaigne *et al.*, 2002, 2003a, 2004b; Boulanger *et al.*, 2001, 2004; Menkes *et al.*, 2014). Le coup de vent de Mars 1997 par exemple, est le plus intense mesuré à ce jour et a eu un impact crucial sur l'El Niño de 1997-1998 (Figure I.23a). Il a entraîné un refroidissement du Pacifique ouest et un déplacement du réservoir d'eau chaude vers le Pacifique central (figure I.23c), qui ont eu pour effet de favoriser l'occurrence de nouveaux coups de vent d'ouest de plus en plus vers l'est (Lengaigne *et al.*, 2003a) qui ont à leur tour amplifié le réchauffement dans le Pacifique central (Lengaigne *et al.*, 2004b).

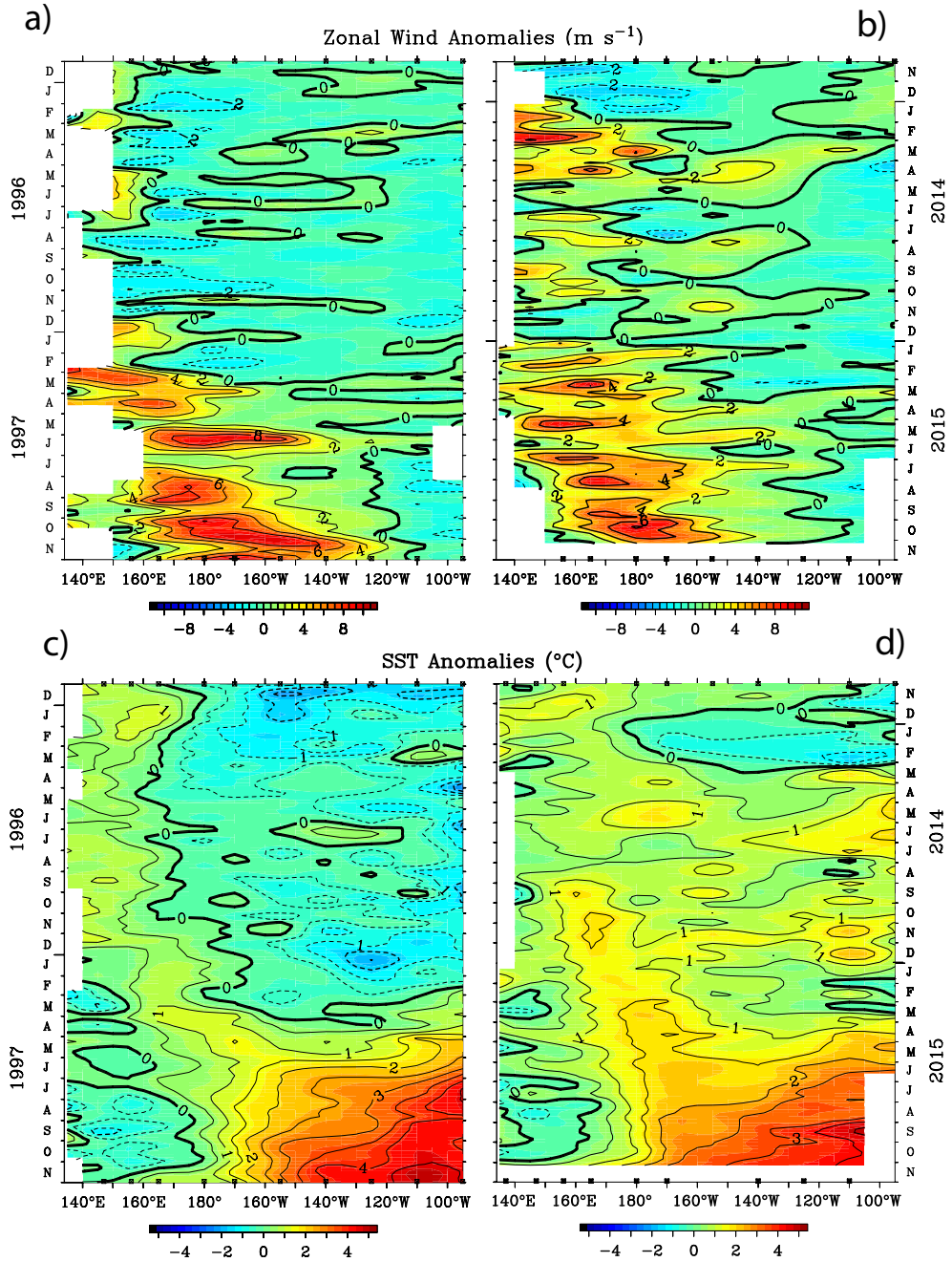


FIGURE I.23 – Section longitude (moyenne 2°N-2°S)-temps des anomalies de vent (1^{re} ligne) et SST (2^e ligne) pendant le développement des El Niño de 1997 (1^{re} colonne) et 2015 (2^e colonne). Données issues du réseau TAO/TRITON <http://www.pmel.noaa.gov/tao/jsdisplay/>.

Pourtant, l'occurrence de WWEs ne mène pas toujours à un événement El Niño. En effet, un coup de vent d'ouest a beaucoup plus de chance de déclencher un El Niño si il se produit 6 à 10 mois avant son pic, alors qu'il n'aura peu ou pas d'effet pendant un événement La Niña (Perigaud et Cassou, 2000; Fedorov, 2002a). De plus, Fedorov *et al.* (2014a) a montré que l'impact d'un WWE sur ENSO dépendait aussi très fortement de l'état l'océan. Un WWE a beaucoup plus de chance de déclencher un événement El Niño si le contenu thermique du Pacifique est rechargé que lorsqu'il est dans un état neutre ou déchargé.

L'évolution de la SST dans le Pacifique équatorial pendant l'année 2014 et 2015 (Figure I.23d) est une bonne illustration de l'importance des WWEs sur ENSO. Au début de l'année 2014 et 2015, le contenu thermique du Pacifique équatorial était élevé et le réservoir d'eau chaude s'étendait plus à l'est qu'à son habitude, c-à-d des conditions comparables à celles observées pendant le développement d'événements El Niño intenses, comme en 1982 ou en 1997. Malgré ces similarités, il n'y eut qu'un faible El Niño fin 2014 (Figure I.23d). Grâce à des simulations forcées océaniques, Menkes *et al.* (2014) ont montré que l'absence de WWEs au printemps 2014 (Figure I.23b) avait significativement contribué à limiter la croissance du réchauffement dans le Pacifique équatorial et empêcher le développement d'un El Niño. Au contraire, 1997 et 2015 semblent suivre un développement d'El Niño comparable (Figure I.23a-b-c-d), avec une succession de forts WWEs accompagné d'un fort réchauffement du Pacifique central et Est.

I.5.3 Modulation des WWEs par ENSO : théorie du bruit multiplicatif

À cause de leur courte durée, les chercheurs ont d'abord pensé que les WWEs se produisaient de manière aléatoire au-dessus des eaux chaudes du Pacifique Ouest et étaient donc indépendant du cycle ENSO. Ils étaient alors considérés comme un forçage stochastique additif sur ENSO.

Cependant, bien que les coups de vent d'ouest aient tendance à se manifester toute l'année dans le pacifique ouest, de nombreuses études ont suggéré que ces WWEs avaient tendance à être plus intenses et à se produire plus fréquemment et plus à l'est pendant les événements El Niño (Keen, 1982; Luther *et al.*, 1983; Delcroix *et al.*, 1993; Verbickas, 1998; McPhaden, 1999).

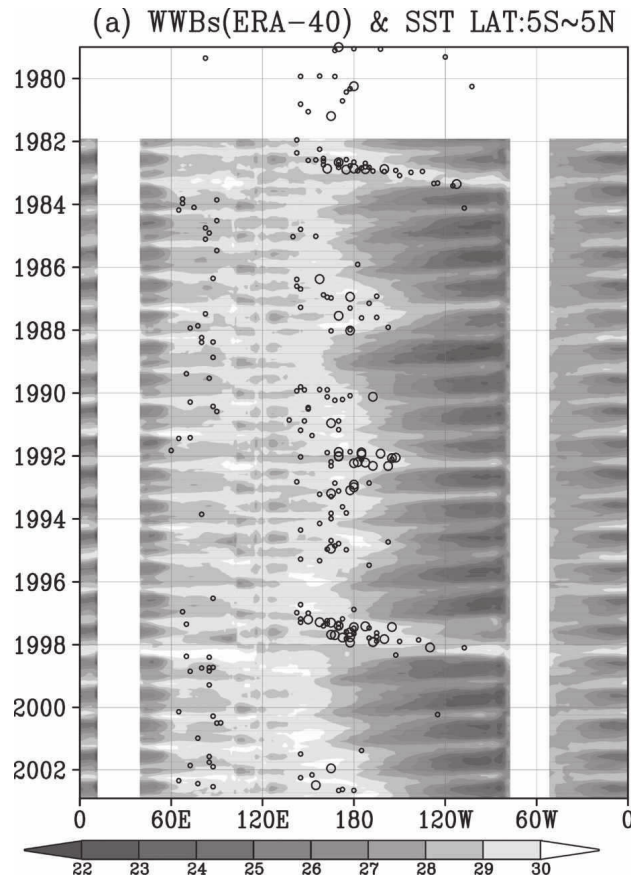


FIGURE I.24 – Section longitude-temps de la SST moyennée entre 5°N et 5°S (niveaux de gris) et WWE (cercle). Les cercles représentent le jour et la longitude des anomalies de vent maximum qui composent chaque WWE(d'après [Seiki et Takayabu, 2007a](#)).

Des analyses statistiques ([Eisenman *et al.*, 2005](#); [Seiki et Takayabu, 2007a](#)) ayant recours à de longues séries d'observations ont ensuite démontré qu'il existait un lien statistique très clair entre les WWEs et des variations de grande échelle liées à ENSO. Dans le Pacifique ouest, les WWEs se produisent au-dessus des eaux chaudes ($> 28.5^{\circ}\text{C}$, Figure I.24) et ont tendance à suivre ses déplacements : les WWEs ont par exemple trois fois plus de chance de se produire lorsque le réservoir d'eau chaude s'étend vers l'est au-delà de la ligne de changement de date ([Eisenman *et al.*, 2005](#)). Si l'état de l'océan affecte la probabilité d'occurrence des WWEs, ils ne peuvent donc pas être considérés comme des événements purement stochastiques. Des expériences forcées utilisant des modèles atmosphériques de circulation générale([Lengaigne *et al.*, 2003a](#); [Vecchi *et al.*, 2006](#)) ont confirmé cette hypothèse en démontrant que le renforcement de la variabilité intrasaisonnière des vents de surfaces

pendant le démarrage d'El Niño en 1997-98 n'était pas seulement dû à la variabilité interne de l'atmosphère, mais constituait aussi une réponse déterministe de l'atmosphère à la SST. Dans ce contexte, les WWEs peuvent être alors considérés comme bruit multiplicatif (dépendant des conditions océaniques) en opposition avec le bruit additif (purement stochastique).

Il a ensuite été montré que cette interaction couplée entre forçage haute fréquence atmosphérique et état de l'océan pouvait jouer un rôle très important sur les caractéristiques d'ENSO et sur sa prévisibilité. Des études prescrivant un forçage haute fréquence dépendant de l'état océanique (au lieu d'un forçage purement stochastique) dans des modèles simples et intermédiaires ont montré que cette différence pouvait affecter significativement les caractéristiques d'ENSO et contribuer fortement à ses irrégularités ([Eisenman et al., 2005](#); [Perez et al., 2005](#); [Gebbie et al., 2007](#); [Jin et al., 2007](#)). [Eisenman et al. \(2005\)](#) et [Gebbie et al. \(2007\)](#) ont par exemple montré que l'amplitude d'ENSO était deux fois plus importante en moyenne lorsque l'occurrence des WWEs était contrôlée par l'extension zonale du réservoir d'eau chaude que lorsqu'ils étaient imposés de manière totalement aléatoire.

Cette rétroaction positive entre WWEs et SST du Pacifique joue aussi un rôle déterminant sur la prévisibilité d'ENSO. En utilisant le modèle de l'oscillateur rechargé, [Jin et al. \(2007\)](#) a montré que ce couplage entraînait une augmentation de la diversité d'occurrence des événements El Niño et du timing de leurs développements. Les WWEs semblent pouvoir accélérer le développement des anomalies chaudes dans le Pacifique équatorial et déphaser l'occurrence du pic d'El Niño, habituellement en hiver boréal ([Fedorov, 2002b](#); [Bou-langer et al., 2003](#)). L'inclusion d'une paramétrisation représentant l'effet de la SST sur les caractéristiques des WWEs dans un modèle couplé hybride a permis d'améliorer la prédiction des El Niño de ces 20 dernières années ([Gebbie et Tziperman, 2009a](#)). Bien que cette amélioration ait été moins probante sur les événements modérés que sur les événements extrêmes comme celui de 1997-98, cette étude illustre encore une fois à quel point il est important de tenir compte des WWEs pour comprendre et prévoir ENSO. Plus récemment,

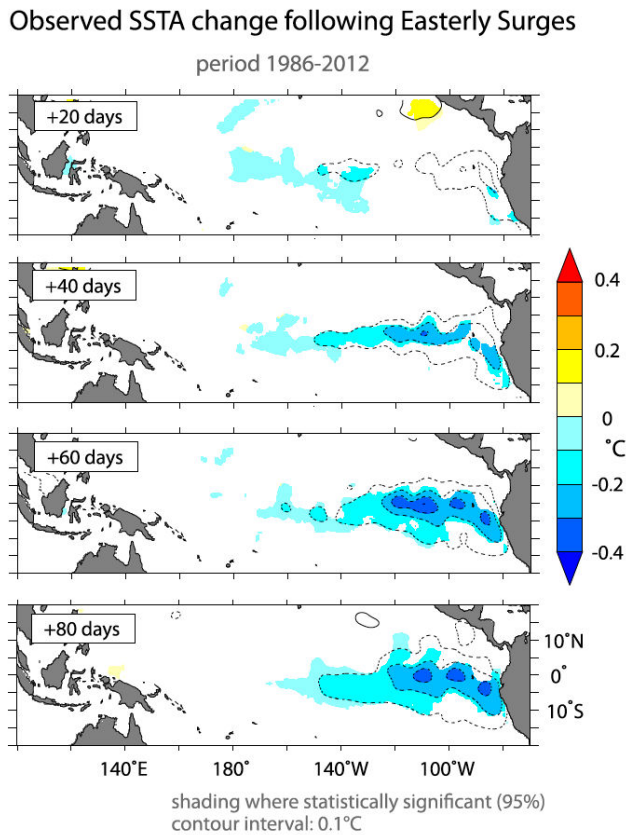


FIGURE I.25 – Composite des anomalies de SST les mois suivant l'occurrence d'un coup de vent d'est pendant la période 1986-2012. La couleur représente les valeurs significatives à 95% (d'après [Chiodi et Harrison, 2015](#)).

[Chen et al. \(2015\)](#) ont confirmé, en utilisant un modèle intermédiaire, que le contrôle de l'occurrence des WWE par l'état océanique était responsable de l'asymétrie entre les événements El Niño et La Niña, de l'apériodicité d'ENSO et du développement d'El Niño ayant une amplitude extrême.

I.5.4 Rôle potentiel des coups de vent d'est (ou « EWEs » pour Easterly Wind Events)

Les mécanismes liés au démarrage des événements La Niña ont reçu beaucoup moins d'attention que ceux liés au démarrage d'El Niño. Très récemment, [Chiodi et Harrison \(2015\)](#) ont mis en évidence l'existence de coups de vent d'est (« easterly wind surges » d'après leur dénomination) dans le Pacifique équatorial, ayant une durée, amplitude et extension zonale similaires à ceux des WWEs. En s'appuyant sur les observations et des simulations océaniques forcées, ils ont montré que ces coups de vent d'est étaient responsables d'un refroidissement de la « langue d'eau froide » pouvant atteindre -0.4°C entre 40 et 80 jours

après le coup de vent (Figure I.25) et favoriser l'apparition d'un événement La Niña. À l'instar des WWEs, ils ont aussi suggéré que les EWEs pouvaient être considérés comme un bruit multiplicatif vis-à-vis d'ENSO. En effet, ils ont observé un doublement du nombre de EWEs lorsque les anomalies de température de la langue d'eau froide étaient supérieures à -1°C . [Lengaigne *et al.* \(2006\)](#) avait aussi suggéré que des anomalies intrasaisonnières de vent d'est dans le Pacifique central pouvaient influencer ENSO en étant à l'origine de la transition entre un événement El Niño et La Niña. Le potentiel rôle des coups de vent d'est avait aussi été suggéré par [Boulanger *et al.* \(2004\)](#) dans la modulation de l'amplitude et du développement d'El Niño 1997-98. Cependant, les EWEs ont été très peu étudiés et leur relation avec la variabilité atmosphérique grande échelle, ainsi que leur modulation par le cycle ENSO n'ont pas encore été entièrement élucidés.

I.6 Synthèse de l'état de l'art et objectifs de la thèse

Synthèses

- La variabilité du Pacifique équatorial est dominée par le phénomène ENSO aux échelles interannuelles qui entraîne des perturbations météorologiques et climatiques aux conséquences désastreuses sur la société humaine ainsi que sur les écosystèmes terrestres et marins.
- Les mécanismes de grande échelle responsable de la croissance des anomalies de SST pendant un événement El Niño (rétroaction de Bjerknes) ainsi que les rétroactions négatives retardées nécessaires à la transition vers un événement La Niña sont relativement bien documentés. Cependant, ils n'expliquent ni la phase d'initiation des événements El Niño, ni la diversité des structures spatiales, ni les irrégularités de son évolution temporelle.
- A travers leur impact océanique, les coups de vent d'ouest peuvent influencer fortement ENSO, en modifiant sa fréquence, son amplitude, le timing du développement des événements et leur prévisibilité. Il a aussi été suggéré que les coups de vent d'est jouaient un rôle dans la transition d'un Niño vers La Niña et sur le développement des La Niña.

- La relation entre les coups de vent et les différentes composantes de la variabilité atmosphérique intrasaisonnière de grande échelle n'a pas encore été totalement élucidé. Certaines études suggèrent un lien entre coups de vent d'ouest et MJO mais il n'existe pas de consensus clair à ce sujet. Un lien similaire avec les ondes atmosphériques a lui aussi été proposé sans être quantifié précisément. L'étude des coups de vent d'est est très récente et leur lien avec la variabilité de grande échelle atmosphérique n'a pas encore été exploré.
- L'impact océanique des coups de vent est variable et dépend à la fois des caractéristiques des coups de vent et de la structure de l'océan sous-jacente. La modulation de la réponse océanique des coups de vent par l'état de l'océan a été analysée dans un contexte idéalisé et n'a pas fait l'objet d'étude récente tirant parti de l'évolution des modèles océaniques.
- Il a été suggéré que l'occurrence de coups de vent d'ouest en été pouvait fortement influencer ENSO et être à l'origine des différences spectaculaires entre l'évolution d'El Niño en 2014 (El Niño modéré) et 2015 (El Niño intense) malgré des conditions océaniques favorables à son développement.

Objectifs scientifiques de la thèse

Du fait du rôle essentiel que jouent les coups de vent dans la diversité d'ENSO, il est crucial de pouvoir comprendre la réponse océanique associée. De ce fait, je me suis intéressé aux deux facteurs qui contrôlent l'impact océanique des coups de vent : les caractéristiques des coups de vent et les conditions océaniques sous-jacentes.

1. **Le premier objectif de cette thèse (chapitre III) consiste donc à ré-évaluer les liens entre coups de vent et la variabilité à plus basse fréquence (variabilité intrasaisonnière de l'atmosphère, déplacements du bord est du réservoir d'eau chaude). Ce travail se base sur l'étude de données observationnelles et de ré-analyses atmosphériques.**

2. Dans un second temps (chapitre **IV**), je m'attache à comprendre et à quantifier l'influence de l'état de l'océan sur la réponse au coup de vent (en particulier en ce qui concerne la SST, qui influence ensuite l'atmosphère). Cette partie est essentiellement basée sur des expériences océaniques forcées réalisées à l'aide de la composante océanique du modèle CNRM-CM5 (NEMO).
3. Enfin, (chapitre **V**) je présente des résultats préliminaires visant à mieux comprendre les fortes divergences entre les évolutions du Pacifique entre, d'une part les années 1997 et 2015 et d'autre part l'année 2014, malgré des conditions océaniques très similaires en début d'année. Cette partie s'appuie essentiellement sur des simulations à l'aide d'un modèle couplé de circulation générale (NEMO couplé au modèle du CNRM).

Observations et modèles

Dans ce chapitre, je présente les observations et réanalyses ainsi que les modèles numériques de circulation générale (en configuration océanique forcé et couplé) ayant été utilisé pendant cette étude. La section [II.1](#) fait l’inventaire des différents produits de données utilisés pour répondre au premier objectif de la thèse. Les modèles et les stratégies de simulation qui m’ont permis de traiter le second et le dernier objectif de la thèse sont présentés dans la section [II.2](#).

II.1 Observation et réanalyses

Historiquement, les premières mesures de la température de la surface des océans ont été faites par des bateaux marchands au XVII^e siècle, après l’invention du thermomètre. Aujourd’hui la précision des sondes s’est nettement améliorée, le nombre de mesures a considérablement augmenté et l’amélioration des modèles ainsi que des méthodes d’assimilation de données permettent aux scientifiques d’obtenir des données couvrant la presque totalité des océans avec des résolutions spatiales et temporelles en constante progression. Dans cette section, je présente les différents systèmes de mesures ainsi que les données et réanalyses que j’ai utilisées pour réévaluer les liens entre les coups de vent et la variabilité atmosphérique de grande échelle dans le Pacifique équatorial.

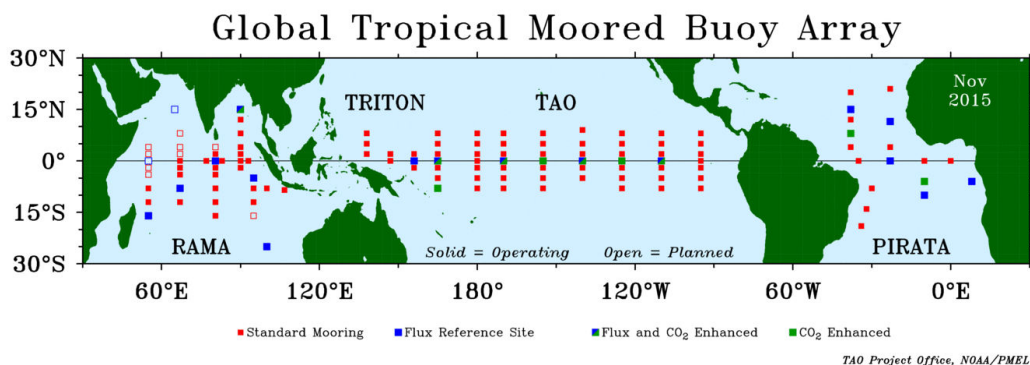


FIGURE II.1 – Réseau de mouillages tropical global composé de TAO/TRITON dans le Pacifique, RAMA dans l’océan Indien et PIRATA dans l’Atlantique (Source http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/map_array.html)

II.1.1 Système d’observation TAO/TRITON

Le manque de prévision et la détection tardive de l’événement El Niño extrême de 1982-83 ont motivé le développement du réseau de mouillages TAO (« Tropical ocean atmosphere project ») dans le Pacifique tropical. Les 70 mouillages ATLAS qui composent TAO ont été déployés entre 8°N-8°S et 165°E-95°W (Figure II.1) jusqu’à la fin de l’année 1994, à la fin du programme de recherche sur le climat mondial TOGA (« Tropical ocean global atmosphere ») nécessitant 83 campagnes en mer et six bateaux de différents pays, incluant les USA, le Japon, la France, Taiwan et la Corée. Les mouillages ATLAS permettent de mesurer la vitesse du vent, la température de surface de l’océan, l’humidité relative, la température de l’air, mais aussi la température de l’océan à dix profondeurs différentes dans les 500 premiers mètres de l’océan. Cinq courantomètres acoustiques mesurent aussi la vitesse des courants océaniques à l’équateur. Ces mesures sont ensuite transmises par satellite à un centre de traitement qui permet aux utilisateurs de les exploiter en temps quasi réel (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/>). Ensuite ont suivi les réseaux PIRATA dans l’océan atlantique et RAMA dans l’océan indien qui complètent le réseau global. Les données fournies par ce réseau ont une résolution spatiale trop faible pour effectuer les bilans précis

demandés par notre étude. Cependant, grâce aux modèles et aux systèmes d'assimilation de données, elles permettent entre autre d'améliorer et contrôler la qualité des réanalyses atmosphériques (mesures météorologiques) et océaniques (mesures de subsurface) dans les tropiques.

II.1.2 Données satellitaires

Depuis les années 80s, la multiplication des satellites a permis d'augmenter considérablement le nombre et la couverture des données d'observations de la surface de l'océan en s'affranchissant des contraintes techniques liées aux déploiements des mouillages ou des campagnes en mer. Cependant, ils ne permettent d'obtenir des informations que sur la surface de l'océan et la qualité des données dépend souvent de la couverture nuageuse. Dans cette partie, je vais présenter deux types de données que j'ai utilisées pendant cette thèse : le niveau de la mer et l'OLR.

II.1.3 Les données de niveau de la mer

L'altimétrie permet en effet de mesurer les anomalies de niveau de la mer qui sont la signature de nombreux phénomènes physiques, tels que les ondes équatoriales océaniques de Kelvin et Rossby, qui, comme nous l'avons vu dans le précédent chapitre, jouent un rôle très important pour ENSO.

Les satellites mesurent une « distance altimétrique » correspondant à la distance qui les sépare de la surface de l'océan en estimant la durée aller-retour d'une impulsion radar. L'altitude du satellite est mesurée par le système Doris, un réseau d'une soixantaine de stations au sol qui permet de déterminer les trajectoires de satellites en émettant des signaux radioélectriques. Pour connaître les anomalies du niveau de la mer, il faut alors soustraire à l'altitude du satellite cette distance altimétrique et une surface de référence appelée « géoïde ». Le géoïde reflète le champ de gravité de la Terre et coïncide avec la surface des océans au repos. Le service AVISO (Archivage validation et interprétation des données des

satellites océanographiques) compile ces informations et fournit un produit de niveau de la mer ramené sur une grille régulière avec une résolution spatiale maximale atteignant le $\frac{1}{4}^\circ$ et temporelle de 5 jours depuis 1992. Ces données sont téléchargeables à cette adresse : www.avisio.altimetry.fr

II.1.4 L'OLR

L'OLR, pour « Outgoing longwave radiation », correspond au rayonnement infrarouge émis vers l'espace par la terre. Estimé par satellite et donc mesuré au sommet de l'atmosphère, l'OLR est un marqueur de la convection profonde dans les tropiques, car le sommet des nuages est d'autant plus froid qu'ils sont élevés et émettent donc moins de rayonnement infrarouge. Les satellites de la NOAA (« National oceanic and atmospheric administration ») utilisent des radiomètres avancés à très haute résolution, sensible à la luminance de l'atmosphère et des océans, pour fournir un produit d'OLR global ayant une résolution spatiale de 2.5° et une résolution temporelle de deux fois par jour en continu depuis 1980. On notera que ces radiomètres sont aussi capables de mesurer précisément la température de surface de l'océan en zone non nuageuse.

À l'instar du niveau de la mer pour les ondes océaniques, l'OLR permet de détecter la signature des ondes équatoriales atmosphériques lorsqu'elles sont couplées à la convection, notamment dans le pacifique ouest. L'OLR est mesurée de manière continue depuis 1979 par différents satellites de la NOAA et peuvent être obtenus à cette adresse : http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html.

II.1.5 Produits de tension de vent

Notre étude portant sur la réponse océanique des coups de vent dans le Pacifique équatorial, la tension de vent à la surface de l'océan, qui représente la force exercée par unité de surface par le vent sur l'océan, est donc une variable d'importance.

La tension de vent est cependant difficilement directement mesurable et est souvent calculée suivant la formule empirique $\tau = \rho \cdot C_d \cdot U^2$, τ étant l'amplitude de la tension de vent, ρ la densité de l'air à la surface de l'océan, C_d le coefficient de trainée et U la vitesse du vent par rapport à la surface de l'océan à une hauteur de référence (souvent 10 m). Il

existe plusieurs méthodes pour quantifier le coefficient de trainée, qui varie de manière non linéaire avec la vitesse du vent et dépend de la stabilité de l'atmosphère et de l'état de l'océan. Bien que le calcul de ce coefficient puisse entraîner des erreurs, la principale source d'incertitude lors de l'estimation de la tension de vent est due à la mesure de la vitesse du vent (Tokinaga et Xie, 2011). En effet, les mesures in situ sont peu nombreuses et offrent une faible résolution spatiale et temporelle. Aujourd'hui, les diffusiomètres embarqués sur les satellites (comme la mission QuickSCAT par exemple) permettent de mesurer la vitesse et la direction du vent à proximité de la surface de la mer. Ces mesures couvrent 90% de la surface de la Terre avec une résolution spatiale de 25 km. Le diffusiomètre émet des micro-ondes qui sont rétrodiffusées par la surface de l'océan. Les caractéristiques du signal rétrodiffusé dépendent des ondes de capillarités à la surface de l'océan créées par le vent. L'avantage de cette technique est qu'elle fonctionne même en présence de nuages, qui interagissent peu avec les micro-ondes. Cependant la pluie, les vents faibles ou très forts (supérieurs à 20 m.s^{-1}) détruisent les ondes de capillarités et perturbent les mesures. Entre 3 m.s^{-1} et 20 m.s^{-1} , la précision sur l'intensité du vent est de 2 m.s^{-1} et la précision sur la direction est de 20 degrés (Ebuchi et al., 2002). Une autre alternative consiste à utiliser des réanalyses océaniques et atmosphériques. Contrairement aux analyses atmosphériques, pour lesquelles le modèle atmosphérique et le système d'assimilation de donnée évolue au cours du temps, une ré-analyse retrace l'ensemble des observations météorologiques disponibles sur une période passée en utilisant un système d'assimilation stable, basé sur une version récente du modèle de prévision ainsi que de l'algorithme d'assimilation de données. Même si les réanalyses intègrent des données d'observations, elles sont issues de modèles et peuvent s'éloigner de la réalité, surtout dans les régions où les observations sont rares. Dans le Pacifique tropical, la grande couverture spatiale et temporelle des observations fournies par le système d'observation TAO/TRITON permet toutefois de garantir une bonne précision des réanalyses.

Mon étude se focalisant sur les coups de vent à l'échelle intrasaisonnière, il est important de choisir le produit qui se rapproche le plus des observations, c'est pourquoi j'ai utilisé TropFlux (Kumar et al., 2013). Ce produit se base sur les données météorologiques de surface issues de la réanalyse atmosphérique ERA-Interim, corrigées à l'aide des données du réseau TAO, à partir desquelles on calcule ensuite la tension de vent grâce aux formula-

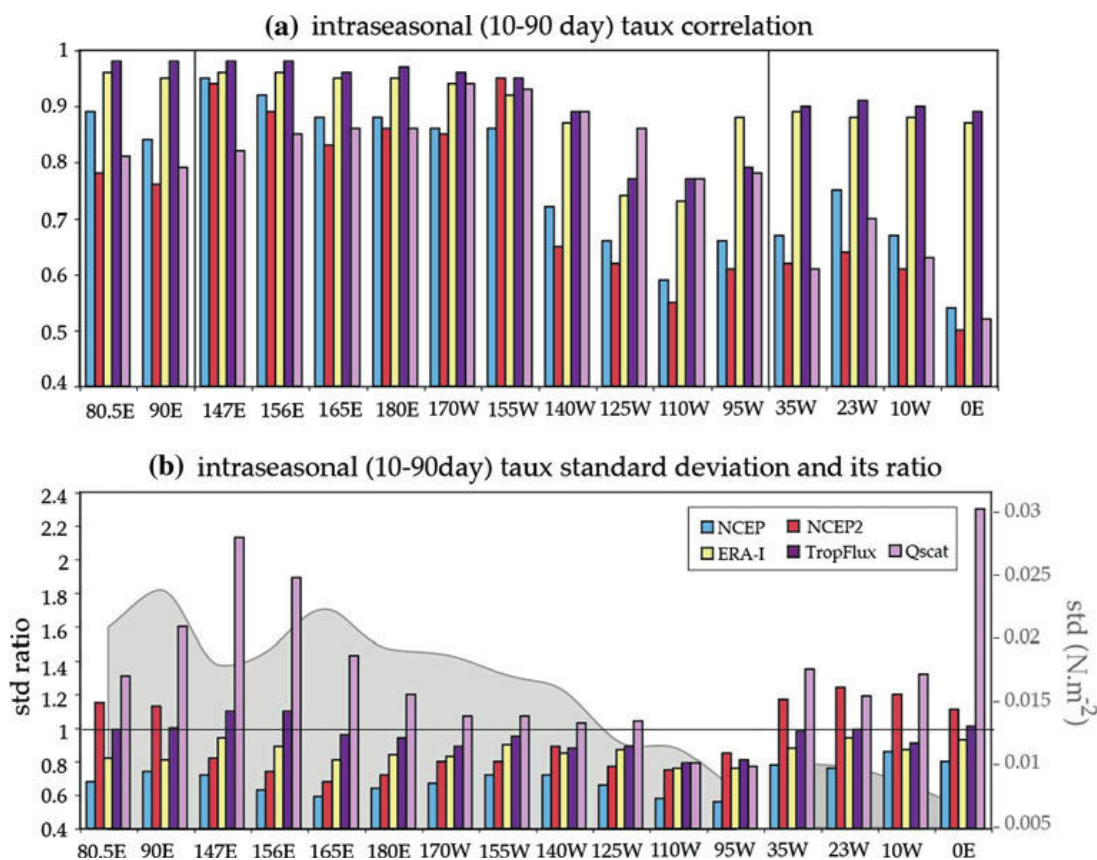


FIGURE II.2 – (a) Corrélation et (b) ratio des écarts type de la variabilité intrasaisonnière des différents produits de tension de vent (couleurs des barres) avec les observations issues des réseaux de mouillage TAO/TRITON, RAMA et PIRATA à l'équateur pour chaque longitude. Sur (b), l'écart type lié aux observations est représenté par la zone grise en fond (pour plus de détails voir, [Kumar et al., 2013](#))).

tions Bulk COARE v3.0. La Figure II.2 compare la variabilité intrasaisonnière des différents produits de tension de vent disponibles comme les réanalyses NCEP, NCEP2, ERA-I et Trop-Flux ainsi que les données satellitaires issues de QuickSCAT avec les observations obtenues grâce aux réseaux de bouées TAO/TRITON, PIRATA et RAMA. Tropflux est le produit qui représente le mieux la variabilité intrasaisonnière de la tension de vent dans le Pacifique équatorial, tant au niveau de la phase que de l'amplitude. Il existe en effet une très bonne concordance avec les observations dans le pacifique ouest malgré une sous-estimation de la variabilité de la tension de vent dans le Pacifique est, inhérente à tous les produits. Trop-flux montre aussi une amélioration de la représentation de la variabilité saisonnière et interannuelle dans le Pacifique équatorial comparé aux autres produits [Kumar et al. \(2013\)](#).

II.2 Le modèle

Les observations sont un outil indispensable pour étudier et comprendre les mécanismes physiques responsables des variations climatiques. Cependant, du fait du manque de mesures dans certaines régions, de la courte période de mesure (une trentaine d'années) et parfois des discontinuités des séries temporelles, les observations ne sont parfois pas toujours suffisantes. Malgré leurs biais, les modèles de climat représentent alors un outil complémentaire aux observations. Dans notre cas, il est impossible de quantifier le contrôle de la réponse océanique des coups de vent par l'état de l'océan (cf. le second objectif de la thèse) uniquement par l'analyse des observations ([Drushka *et al.*, 2015](#)). Il existe en effet dans le Pacifique équatorial une forte variabilité intrasaisonnière de la température de surface, notamment lié aux ondes tropicales d'instabilités dans le Pacifique est, qui peut se superposer aux signaux liés aux coups de vent. En outre, du fait de la forte diversité des coups de vent en terme d'amplitude, durée et extension zonal, il est difficile de séparer la diversité des réponses en SST provenant des caractéristiques des coups de vent de celle associée à l'état océanique sous-jacent. J'ai donc choisi d'utiliser un modèle qui représente correctement les caractéristiques de l'océan et de l'atmosphère dans notre région d'étude : le modèle CNRM-CM5 développé au CNRM et au CERFACS, qui possède un bon comportement dans les tropiques. La composante océanique de ce modèle sera utilisée au chapitre 3 pour mettre en évidence la modulation de la réponse aux coups de vent d'ouest par l'état de l'océan. Le modèle couplé sera utilisé au chapitre V pour mieux comprendre les évolutions très différentes des années 2014 et 2015 malgré des conditions initiales océaniques similaires. La validation du modèle dans sa configuration forcée et couplée est détaillée section [II.2.2.1](#) et [II.2.2.2](#)

II.2.1 Les composantes

Le modèle du CNRM-CM5 représente le « système terre » et est composé de plusieurs composantes développées indépendamment les unes des autres et qui sont couplées via OASIS3 (l'interaction entre les différents modèles qui composent CNRM-CM5 est présentée Figure [II.3](#)). Dans cette section, je passe en revue ces différentes composantes (une description détaillée de CNRM-CM5 est faite par [Voldoire *et al.*, 2013](#)).

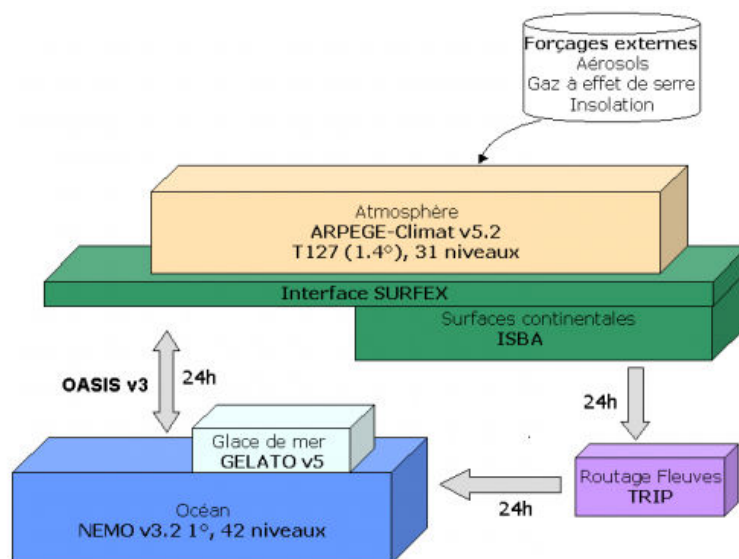


FIGURE II.3 – Schéma récapitulant les différentes composantes du modèle CNRM-CM5 ainsi que leurs interactions (Source <http://www.cnrm.meteo.fr/spip.php?article126>)

II.2.1.1 L'océan : NEMO v3.2

NEMO (pour « Nucleus for European Modelling of the Ocean ») est un modèle d'océan développé par différentes institutions européennes en France, Italie et au Royaume-Uni. La configuration ORCA-1° utilisée correspond à une version qui couvre l'ensemble du globe, avec une grille de résolution nominale de 1° à l'équateur et un raffinement de la résolution latitudinale à 1/3° dans le bande tropicale (Figure II.4) pour un pas de temps de 1 h. La configuration possède 42 niveaux verticaux, avec une résolution de 10 m à la surface (passant graduellement à 300 m en profondeur).

Paramétrisation du mélange vertical Le mélange vertical joue un rôle très important dans les variations de la température de surface de l'océan, notamment lors de coup de vent. Cependant, la turbulence à l'origine de ce mélange vertical ne peut être résolue qu'avec une résolution verticale extrêmement fine, impossible à mettre en place dans une configuration globale des océans. Pour remédier à ce problème, des paramétrisations ont été développées pour simuler l'impact du mélange vertical à des échelles spatiales inférieures à la maille du modèle. Dans la version 3.2 de NEMO, cette paramétrisation se base

sur une fermeture en énergie cinétique turbulente (TKE pour Turbulent Kinetic Energy). L'évolution temporelle de la TKE est régie par quatre termes (Madec, 2008, Eq. 10.4), le cisaillement vertical de courant (terme source de TKE), la stratification (terme puit de TKE, sauf en cas d'instabilité statique), le mélange vertical de TKE et le terme de dissipation à l'échelle moléculaire. Il a été montré que cette paramétrisation donne de bons résultats dans les tropiques (Blanke et Delecluse, 1993; Vialard *et al.*, 2001).

Paramétrisation du mélange latéral De la même manière que pour le mélange vertical, NEMO utilise une paramétrisation pour représenter l'effet de la méso-échelle non résolue sur l'écoulement de grande échelle. La viscosité latérale est alors représentée par un opérateur laplacien horizontal avec une diffusivité turbulente égale à $103 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ dans les tropiques. Dans les tropiques, le mélange latéral joue cependant un rôle moindre dans les variations de la température de surface et peut être, dans la plupart des cas, négligé dans les bilans de température dans la couche de surface (cf chapitre IV).

NEMO est un modèle aux équations primitives de la circulation océanique globale et possède une surface libre (plutôt qu'un toit rigide, Roulet et Madec, 2000). La densité est calculée grâce à la température potentielle, la salinité et la pression suivant les équations d'état de Jackett et McDougall (1995). La pénétration du rayonnement solaire dans l'océan suit un profil exponentielle (Paulson et Simpson, 1977) avec un coefficient d'atténuation de 23m (Lengaigne *et al.*, 2007).

GELATO (Global Experimental Leads and ICE for ATmosphere and Ocean) est un modèle de glace développé au CNRM-GAME (Mélia, 2002) directement intégré à NEMO qui décrit l'évolution dynamique et thermodynamique de la glace de mer en Arctique et en Antarctique.

II.2.1.2 L'atmosphère : ARPEGE

ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) est le modèle de circulation générale atmosphérique développé par le CNRM en collaboration avec le CEPMMT et utilisé pour la prévision opérationnelle du temps à Météo-France. ARPEGE est un modèle spectral (c-à-d, les différents champs sont représentés sous la forme d'un développement en séries de fonctions connues), sa résolution horizontale est de 1.4° pour une résolution

ORCA 1°

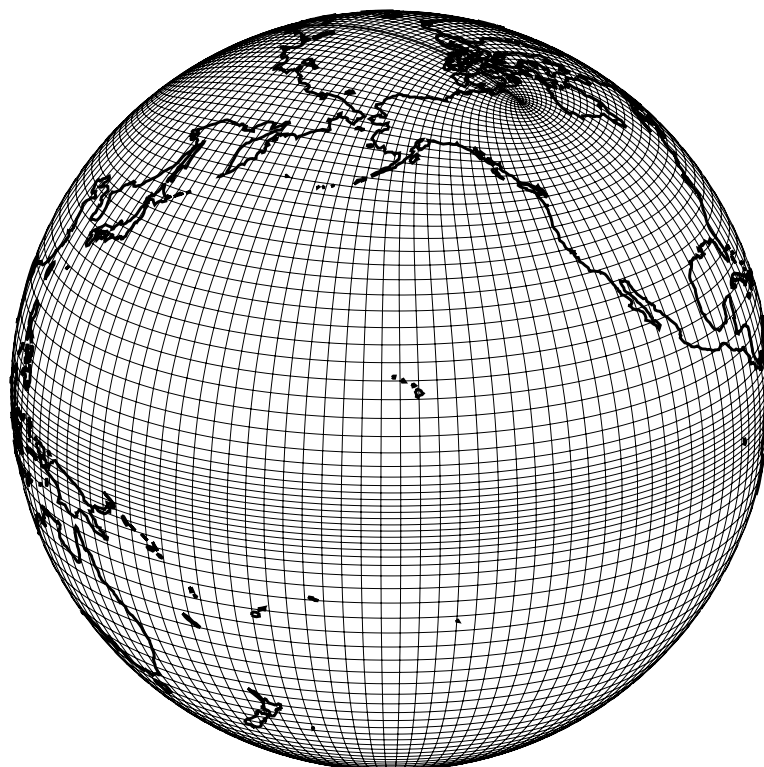


FIGURE II.4 – Grille ORCA1, un point de grille sur trois est tracé. On observe le raffinement du maillage dans les tropiques.

verticale de 31 niveaux, avec le premier à 10 mètres au-dessus de la surface et le dernier à 70km environ. Le pas de temps correspondant est de 360 secondes. Les 6 variables pronostiques sont la température, l'humidité spécifique, la concentration d'ozone, le logarithme de la pression de surface, la vorticité et la divergence.

Dans les tropiques, les interactions océan-atmosphère qui peuvent jouer un rôle prépondérant dans l'évolution d'ENSO sont souvent liées à la présence ou non de la convection profonde dans la troposphère. En effet, la convection profonde associée au réservoir d'eau chaude est une des sources principales d'anomalies intrasaisonnières de vent dans le Pacifique tropical.

Paramétrisation de la convection profonde Dans le modèle ARPEGE, elle est décrite par un schéma en flux de masse décrit par [Bougeault \(1985\)](#). Ce schéma est basé sur une fermeture en convergence d'humidité qui traite des effets associés à la convection profonde sous maille (transport, nuages, précipitations, etc.). Deux conditions permettent alors à la convection profonde de se produire, une convergence d'humidité dans les basses couches ou un profile de température verticale instable. D'autres quantités peuvent être utilisées comme fermeture du schéma en flux de masse, comme l'énergie cinétique (TKE) ou l'énergie potentielle convective disponible basée sur les flux de flottabilité (CAPE). Ces différentes fermetures peuvent influencer le déclenchement et l'intensité de la convection profonde et donc avoir un impact significatif sur les rétroactions qui contrôlent ENSO. Comme nous allons le voir dans la section [II.2.2.2](#) et [V.2](#), la fermeture en convergence d'humidité utilisée dans CNRM-CM5 permet une bonne représentation de la convection et des précipitations dans le Pacifique tropical.

Les précipitations de grande échelle sont calculées grâce au schéma de précipitation statistiques décrit par [Smith \(1990\)](#). L'évaporation et les précipitations sont quant à elles représentées par la formulation de [Kessler \(1995a\)](#).

II.2.1.3 La surface : SURFEX et TRIP

SURFEX (Surface Externalisée) est la plateforme de modélisation de surface développée par Météo-France. Elle utilise la température, l'humidité spécifique, les composantes horizontales du vent, la pression, les précipitations totales, les rayonnements infrarouges et solaires directs et diffus et calcule les flux moyens de quantité de mouvement, de chaleur et les flux d'espèces chimiques qu'il transmet ensuite à l'atmosphère ([Le Moigne et al., 2009](#)).

ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) est une composante de SURFEX et représente les surfaces continentales qui calcule les échanges d'énergie et d'eau entre le continuum sol-végétation-neige et l'atmosphère ([Mahfouf et al., 1995](#)).

TRIP (Total Runoff Integrating Pathways) simule le transport d'eau douce des fleuves vers l'océan ([Oki et Sud, 1998](#)).

II.2.2 Les configurations

Durant cette thèse, j'ai utilisé ce modèle dans deux configurations différentes : forcé océanique et couplé.

II.2.2.1 Forcé océanique

Caractéristiques En configuration forcée océanique, seul le modèle océanique est utilisé (NEMO+GELATO). Il est alors possible de simuler la variabilité de l'océan des dernières décennies en remplaçant la composante atmosphérique par des données de forçage à l'interface océan-atmosphère. J'ai utilisé le jeu de forçage développé dans le cadre du projet DRAKKAR (DFS5.2, [Dussin et Barnier, 2013](#)) qui se base essentiellement sur les réanalyses ERA-I couvrant la période 1979-2012. DFS5.2 est composé des champs de rayonnement solaire, rayonnement infrarouge, des précipitations, du vent à 10 m, de l'humidité spécifique de l'air à 2 m sur la grille ORCA1°

pour une résolution temporelle de 3 h. Ces variables permettent ensuite au modèle d'océan d'estimer grâce à des formules aérodynamiques globales (les « bulk formulae », en anglais, reposent sur des études empiriques et permettent d'estimer la valeur réelle des flux) les différents flux de chaleur et de quantité de mouvement échangés entre l'océan et l'atmosphère à chaque itération du modèle (le modèle utilise les équations bulk développées par [Fairall et al., 1996](#)).

L'utilisation du modèle en configuration forcée océanique offre des avantages, mais aussi des inconvénients. Le plus gros avantage est que l'on peut utiliser comme forçage des produits issus des observations et étudier de manière précise les mécanismes océaniques dans des situations qui se rapprochent de la réalité, par exemple lors du développement d'El Niño 1997-1998. Il est aussi possible d'introduire des perturbations, comme des coups de vent par exemple, dans les champs de forçage pour étudier la réponse engendrée sur l'océan. Cependant, la prescription des variables atmosphériques à la surface de l'océan empêche une représentation réaliste des rétroactions couplées entre l'océan et l'atmosphère. La prescription d'une température et humidité de l'air fixe est par exemple peu réaliste physiquement, compte tenu du fait que, dans le monde réel, c'est la couche limite atmosphérique qui tend à s'équilibrer thermodynamiquement avec l'océan sous-

jacent (rappelons qu'une lame de 2.5 m d'épaisseur d'eau a une capacité thermique équivalente à celle de toute la colonne atmosphérique). Dans les simulations forcées ou l'on spécifie ces températures, c'est l'océan qui va avoir tendance à s'équilibrer à ces températures spécifiées (tout se passe comme si on avait un rappel à une SST donnée, même s'il n'est pas explicite). Il devient donc difficile de mesurer les conséquences d'un forçage atmosphérique donné sur la SST.

Dans le cadre de cette étude, je voulais rajouter un coup de vent dans les champs de forçage pour en étudier sa réponse océanique. J'ai alors utilisé une technique de forçage appelé « Flux fixes ». Elle consiste à utiliser les flux de surface calculés par les équations bulk du modèle lors d'une simulation de contrôle que l'on appelle « BLK » (pour bulk) et d'utiliser ces flux pour directement forcer l'océan dans une nouvelle simulation. En « court-circuitant » les formules aérodynamiques globales, on contraint ainsi beaucoup moins la température de surface de l'océan, ce qui permettra de mesurer l'impact d'un coup de vent sur celle-ci.

Validation Cette section valide brièvement le comportement de la simulation océanique forcée de contrôle « BLK ». La figure Climfor1 compare la climatologie et le cycle saisonnier moyen de la température de surface du modèle avec le produit d'observation TMI (Tropical rainfall measuring mission Microwave Imager). Les deux climatologies sont très semblables (Figure II.5a-b) avec une langue d'eau froide qui s'étend des côtes de l'Amérique centrale jusqu'à 160°W et le réservoir d'eau chaude confiné dans le Pacifique ouest. La ZCIT est aussi bien placée dans le modèle aux alentours de 10°N. Cependant, le modèle montre un biais systématique froid d'environ -1°C sur toute la bande équatoriale. Je n'ai pas cherché à identifier si ce biais est lié au produit spécifique de forçage utilisé ou bien aux paramétrisations du modèle. Le cycle saisonnier moyen de la température de surface est aussi très similaire à celui observé, les variations de température de surface de la langue d'eau froide au printemps sont bien représentées. (Figure II.5c-d).

Comme je l'ai expliqué plus haut, la SST est relativement contrainte dans une simulation utilisant des formules aérodynamiques globales. C'est moins le cas de la température de subsurface. En plus de bien représenter la température de surface, NEMO simule correctement la température du Pacifique équatorial en profondeur. La thermocline (représenté

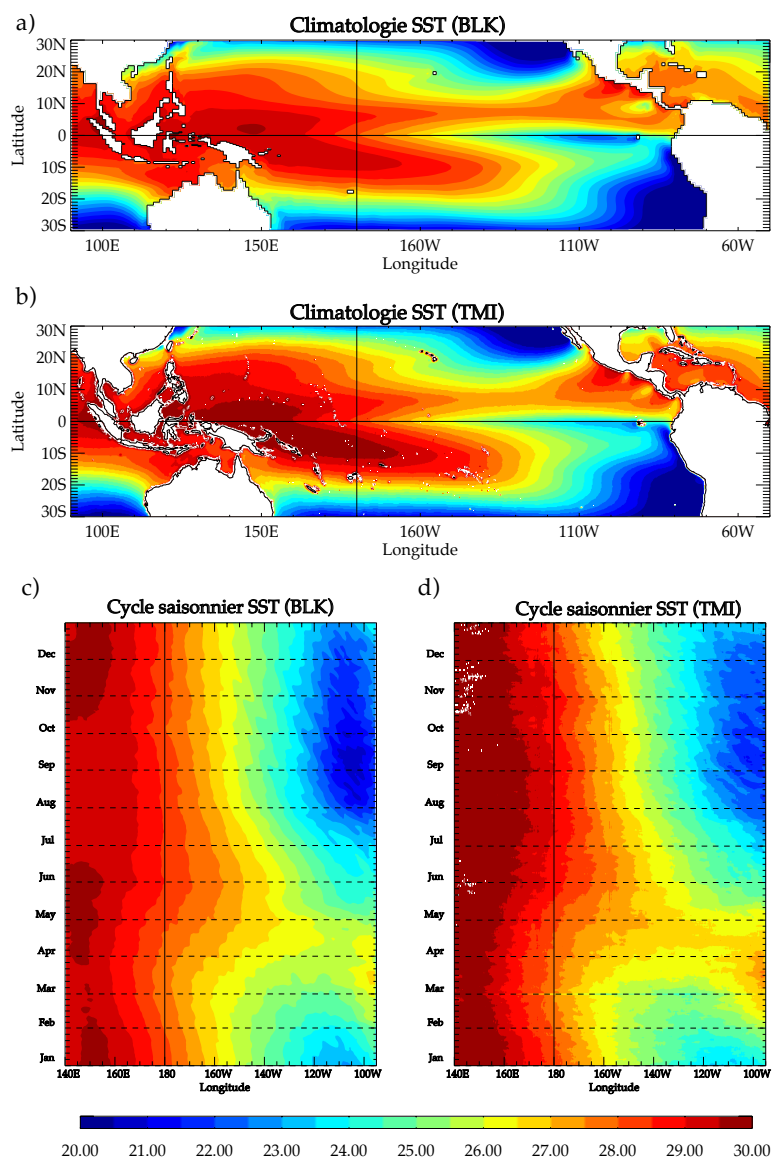


FIGURE II.5 – (a-b) Climatologie de la température de surface issue (a) de la simulation « BLK » et (b) du produit d’observation TMI sur la période 1998-2011. (c-d) Cycle saisonnier moyen de la température de surface issue de la simulation « BLK » et (b) du produit d’observation TMI moyenné entre 2°N-2°S sur la période 1998-2011.

par l’isotherme 20°C en pointillé sur la Figure II.6) suit bien les observations avec une profondeur moyenne atteignant 180m dans le Pacifique ouest et entre 30 et 40m à l’extrême est. Dans le modèle et dans les observations, les variations saisonnières de la position de la thermocline sont faibles (10m) et sont observables seulement dans l’extrême est ou elle est relativement proche de la surface.

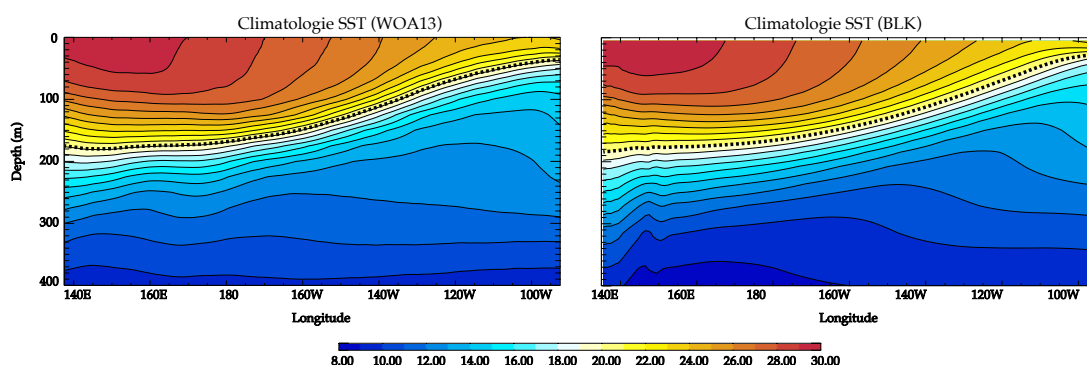


FIGURE II.6 – (a-b) Climatologie de la température à l'équateur issue (a) de la simulation « BLK » et (b) du produit d'observation TMI sur la période 1998-2011

La Figure II.7 permet de valider la variabilité de la température de surface. Comme nous avons pu le voir dans le chapitre d'introduction, la position et les déplacements du réservoir d'eau sont très importants dans l'évolution d'ENSO. Le modèle représente bien sa position (position moyenne égale à 174°E dans le modèle pour 178°W dans les observations, cf. figure Varfor a-b) ainsi que sa variabilité (corrélation égale à 0.94). De manière plus générale, le modèle capture bien la variabilité totale de la température de surface du Pacifique équatorial avec une corrélation dépassant 0.9 dans le majeur parti du bassin ainsi qu'un coefficient de régression proche de 1 (cf figure II.7c, la variabilité du pacifique ouest est faible, le rapport signal sur bruit est alors plus élevé, diminuant ainsi la corrélation). Ces valeurs restent globalement satisfaisantes lorsque l'on s'intéresse à la variabilité intrasaisonnière (5-90 jours) avec des corrélations et coefficients de régression proche de 0.8 dans tout le bassin. Une validation plus exhaustive a été réalisée par [Drushka et al. \(2015\)](#), qui a montré que le modèle simule convenablement la variabilité interannuelle et intrasaisonnière du niveau de la mer et de la tension de vent zonal à l'équateur.

II.2.2.2 Couplé

Caractéristiques En configuration couplée, les différentes composantes du modèle (ARPEGE, SURFEX, NEMO, GELATO et TRIP) sont couplées par le module OASIS v3 [Valcke et al. \(2004\)](#). OASIS permet de synchroniser, interpoler et faire circuler les informations entre les différentes composantes. Toutes les 24 h, NEMO+GELATO et ARPEGE+SURFEX échangent le courant de surface, la SST et la couverture de glace pour l'océan et la tension de vent, les

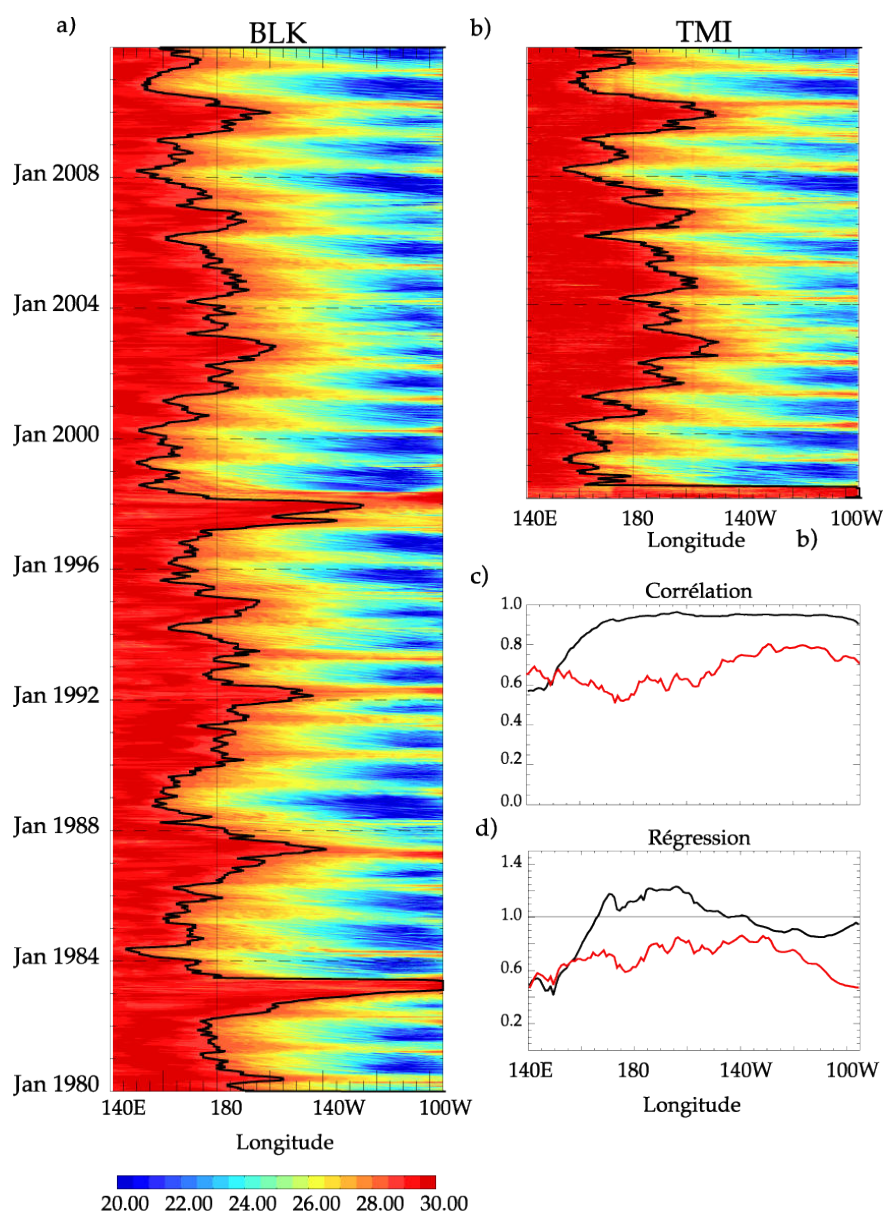


FIGURE II.7 – (a) Section longitude-temps moyenne (2°N - 2°S) de la température de surface de la simulation « BLK » couvrant la période 1980-2012 et (b) TMI pendant la période disponible des observations (1998-2012). La ligne noire sur (a) et (b) représente le bord est du réservoir d'eau chaude (28.5°C). (c) Coefficient de corrélation à chaque longitude entre la température de surface du modèle et des observations : trait noir pour les données brutes et rouge pour la variabilité intrasaisonnière (filtré entre 5-90 jours). (d) Coefficient de régression entre le modèle et les observations à chaque longitude : trait noir pour les données brutes et rouge pour la variabilité intrasaisonnière, avec les valeurs >1 indiquant une variabilité plus grande dans le modèle que dans les observations.

flux d'eau douce et les flux de chaleur provenant de l'atmosphère, qui leur permettent d'interagir. Finalement, les couplages ARPEGE-TRIP et TRIP-NEMO permettent de fournir à l'océan les flux d'eau douce provenant de l'atmosphère et transportés jusque dans l'océan par les surfaces continentales. Les simulations couplées ont été réalisées en utilisant des forçages atmosphériques externes préindustriels avec des concentrations en gaz à effet de serre et rayonnement solaire de 1850.

Validation. Pendant ma thèse, j'ai réalisé une simulation de contrôle de 40 ans en configuration couplé (« CPL »). Dans cette section, je propose une rapide validation de l'état moyen du Pacifique tropical ainsi que d'ENSO dans cette simulation.

La Figure II.8 montre la climatologie de la température de surface, la tension de vent et des précipitations moyennées sur toute la période de la simulation de contrôle. Le modèle représente raisonnablement l'état moyen de la température de surface dans le Pacifique tropical, malgré un biais froid plus marqué encore qu'en forcé. Les alizés convergent le long de la ZCIT et pilotent la formation de la langue d'eau froide à l'est et du réservoir d'eau chaude à l'ouest (Figure II.8a). Comme dans les observations, les précipitations dans le modèle se concentrent au-dessus du réservoir d'eau chaude et le long de la ZCIT. La langue d'eau froide est quant à elle caractérisée par un minimum de précipitation (Figure II.8d). La zone de convergence du Pacifique sud (ZCPS) est en outre bien plus zonale et pénètre bien plus vers l'est que dans les observations, ce qui est un biais assez classique des modèles couplés, parfois attribué à la mauvaise représentation des nuages bas dans les régions d'upwelling (Lin, 2007). Comme en configuration forcée, on observe un biais froid avec un réservoir d'eau chaude caractérisé par une température moyenne de 28° au lieu de 29° dans les observations et la langue d'eau froide s'étend plus à l'ouest que dans les observations.

Ce biais se répercute en profondeur et la thermocline se retrouve plus proche de la surface dans toute la bande équatoriale (trait pointillé sur la Figure II.9) que dans les observations, avec une profondeur de 150 dans le Pacifique ouest (pour 180 dans les observations) et 30m dans le Pacifique est (pour 40 m dans les observations). Malgré ce biais froid, le

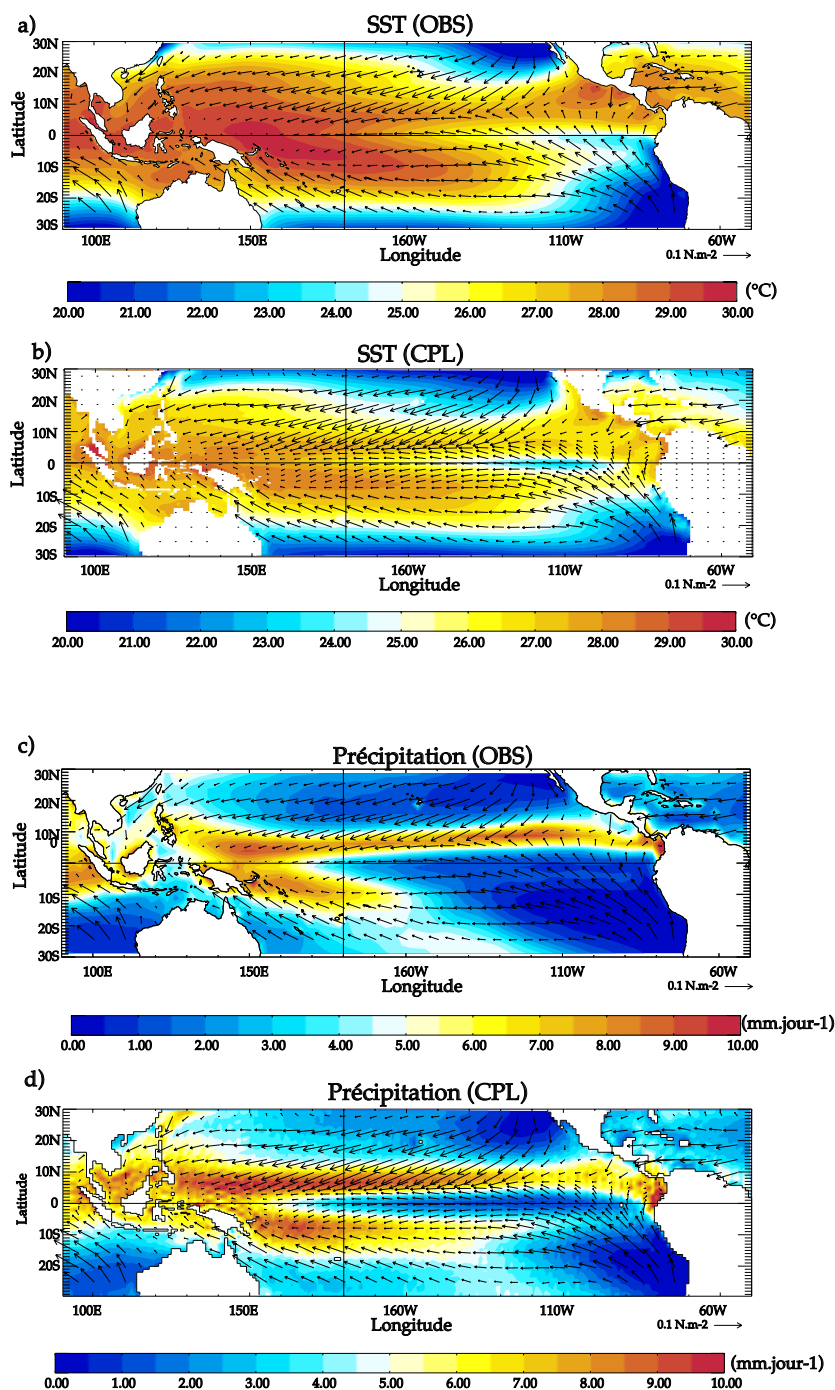


FIGURE II.8 – (Haut) Climatologie de la température de surface (couleur) issue (a) du produit Tropflux (moyenné entre 1979 et 2013) et (b) de la simulation couplé de contrôle CPL (moyennée sur une période de 20 ans). (Bas) Climatologie des précipitations (couleur) issue (a) des observations GPCP (moyenné entre 1979 et 2011) et (b) de la simulation couplé de contrôle CP (moyenné sur 20 ans). La tension de vent climatologique (flèches) issue de Tropflux est superposée sur les panneaux (a) et (c) et La tension de vent climatologique (flèches) issue de la simulation de contrôle CPL est superposé sur les panneaux (b) et (d).

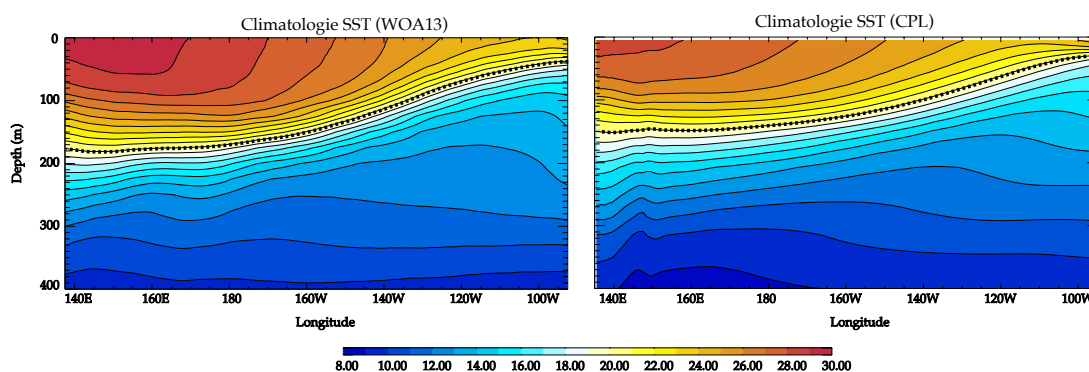


FIGURE II.9 – (a-b) Climatologie de la température à l'équateur issue (a) de la simulation « CPL » et (b) du produit d'observation TMI sur la période 1998-2011

gradient de pression est-ouest est bien représenté et la position, ainsi que les variations saisonnières du réservoir d'eau chaude et de la langue d'eau froide sont bien représentées (malgré un léger retard de la période de la relâche des alizés en avril-mai dans le modèle et mars-avril dans les observations, cf. Figure II.10).

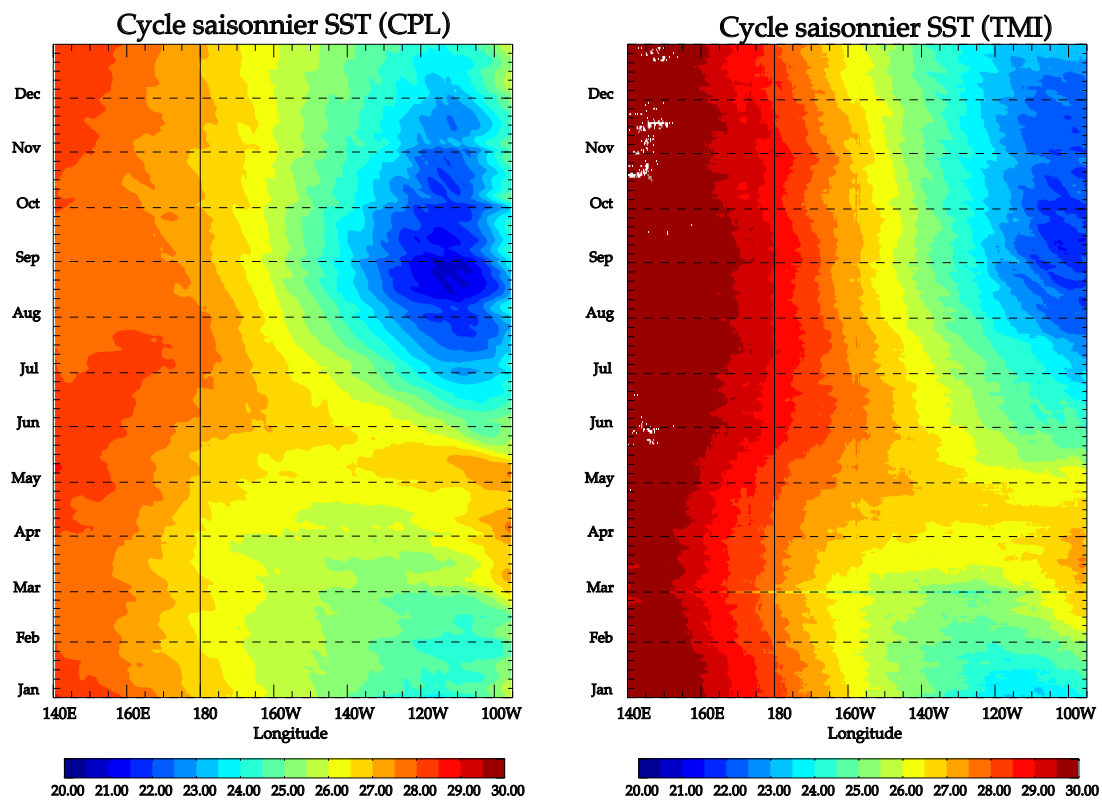


FIGURE II.10 – Cycle saisonnier moyen de la température de surface issue de la simulation « CPL » et (b) du produit d’observation TMI moyenné entre 2°N-2°S sur la période 1998-2011.

Modulation des coups de vent par la variabilité de grande échelle océanique et atmosphérique

Les coups de vent d'ouest jouent un rôle essentiel dans le déclenchement et le développement des événements El Niño et il a été récemment suggéré une influence similaire des coups de vent d'est sur les événements La Niña ([Chiodi et Harrison, 2015](#)). Cependant les coups de vent d'ouest sont le résultat de la variabilité synoptique atmosphérique et, en tant que tels, difficilement prévisibles. Les facteurs qui favorisent leur occurrence sont encore mal connus, ou objets de débat. Trouver un lien entre les coups de vent et des phénomènes à plus basse fréquence (tels l'extension du réservoir d'eau chaude du Pacifique Ouest ou la MJO), par nature plus prévisibles (même si les prévisions actuelles de la MJO laissent encore à désirer), permettrait d'améliorer significativement leur prévisibilité et potentiellement de gagner quelques précieuses semaines de visibilité sur l'évolution d'ENSO.

À l'échelle intrasaisonnière, des études de cas ont suggéré un lien entre les coups de vent d'ouest et les phases convectives de la MJO ([Yu et Rienecker, 1998](#); [McPhaden, 1999](#)). Les deux études statistiques ([Seiki et Takayabu, 2007a](#); [Chiodi *et al.*, 2014](#)) se basant sur des séries longues de coups de vent qui ont quantifié cette relation ont cependant obtenu des résultats contradictoires. [Seiki et Takayabu \(2007a\)](#) ont en effet mis en évidence une relation très forte entre WWEs et phases convectives de la MJO. Les résultats de [Chiodi *et al.* \(2014\)](#) indiquent bien que lorsque la MJO est active, les coups de vent se produisent préférentiellement lors de la phase convective de la MJO. Par contre, ils suggèrent que les WWEs n'ont pas plus de chance de se produire lorsque la MJO est active que lorsqu'elle ne l'est

pas, réduisant ainsi potentiellement la portée du contrôle des coups de vent par la MJO. En plus de la MJO, [Seiki et Takayabu \(2007a\)](#) ont remarqué l'association de nombreux coup de vent avec une paire de cyclones symétrique par rapport à l'équateur, ayant les caractéristiques d'une onde de Rossby atmosphérique couplée à la convection. Ils ont donc suggéré un contrôle des coups de vent par les ondes de Rossby atmosphériques (par la suite CRWs pour « Convectively-coupled Rossby Waves »), mais sans le quantifier précisément.

À l'échelle interannuelle, de nombreuses études ont montré qu'il existait un lien entre l'occurrence des WWEs et ENSO. En effet, ils ont tendance à être plus nombreux, plus intenses et à se produire plus à l'est à mesure du déplacement vers l'est du réservoir d'eau chaude ([Keen, 1982](#); [Luther et al., 1983](#); [Delcroix et al., 1993](#); [Verbickas, 1998](#); [Vecchi et Harrison, 2000](#); [Seiki et Takayabu, 2007a](#)). D'autre part, une seule étude, ([Chiodi et Harrison, 2015](#)) a suggéré une relation similaire entre les coups de vent d'est et La Niña. Cependant, ces études ont gardé la composante basse fréquence du vent zonal, qui varie fortement en fonction d'ENSO, pour caractériser leur coups de vent. On peut donc légitimement se demander si la relation entre coups de vent et ENSO est robuste lorsque les coups de vent sont définis seulement à partir des anomalies intrasaisonnières du vent.

Synthèse de l'article

Ce chapitre, basé sur un article publié dans *Climate Dynamics* et joint ci-après ([Puy et al., 2015](#)), décrit la relation entre les coups de vent et la variabilité à plus basse fréquence. J'y montre que les coups de vent d'ouest et d'est sont modulés de manière symétrique par la MJO et les CRWs. En effet, les phases convectives des deux phénomènes procurent des conditions favorables à l'occurrence des WWEs et défavorables à celle des EWEs alors que les phases subsidentes favorisent l'occurrence des EWEs et empêche les WWEs. A l'échelle interannuelle, nous confirmons la robustesse de la relation entre WWEs et ENSO et mettons en évidence la fragilité du lien entre EWEs et ENSO qui dépend fortement de la méthode utilisée pour détecter les EWEs dans les observations.

Pour arriver à ces résultats, nous avons développé une méthode de détection des coups de vent originale, basée sur des anomalies de tension de vent intrasaisonnière. Nous avons choisi d'utiliser des anomalies de tension de vent plutôt que des anomalies de vitesse du vent, car nous sommes intéressés par la réponse océanique aux coups de vent et car la tension de vent prend en compte l'amplitude des vents moyens. En effet, une faible anomalie de vitesse de vent peut exercer sur l'océan une tension plus grande si elle se produit dans un régime d'alizé que lorsque les vents moyens sont nuls. D'autre part, malgré le fait que les coups de vent soient définis comme des événements haute fréquence (5-30 jours), toutes les études précédentes ont utilisé des anomalies par rapport au cycle saisonnier moyen pour caractériser leurs coups de vent. Grâce à notre méthode, environ 6 WWEs et 6 EWEs par ans ont été détectés sur la période 1979-2014. Pour caractériser chaque coup de vent, nous avons créé le « Wind event index » (WEI), qui intègre l'amplitude, la durée, et l'extension zonale des coups de vent en une seule métrique, qui s'avère être un bon proxy de l'intensité de la réponse du niveau de la mer aux coups de vent. Pour décrire la variabilité atmosphérique intrasaisonnière du Pacifique équatorial, nous avons utilisé la méthode de filtrage en fréquence et nombre d'ondes de [Wheeler et Kiladis \(1999\)](#). Après avoir extrait les différentes composantes de cette variabilité, nous montrons que les WWEs sont significativement associés à la MJO et aux CRWs (Figure III.1a-c). En effet, 57 % des WWEs se produisent pendant une phase convective de MJO (Figure III.1b) et 70 % pendant une phase convective de CRW (Figure III.1d). La co-occurrence, de ces deux phases semblent fournir des conditions favorables aux WWEs puisque 41 % se produisent pendant la rencontre d'une phase convective de MJO et CRW alors que ce chiffre serait seulement de 3 % si les WWEs étaient distribués de manière aléatoire. Nous trouvons une relation symétrique concernant les EWEs et les phases subsidentes de MJO et CRWs. La variabilité atmosphérique à plus basse fréquence ne module pas uniquement l'occurrence des coups de vent mais aussi leurs caractéristiques : les WWEs et EWEs se produisant pendant la MJO ont tendance à avoir un WEI plus fort et donc potentiellement plus d'impact sur l'océan.

Notre étude suggère aussi que le désaccord entre [Seiki et Takayabu \(2007a\)](#) et [Chiodi et al. \(2014\)](#) peut être largement expliqué par les différences méthodologiques dans la définition de la MJO de leurs études. Alors que [Seiki et Takayabu \(2007a\)](#) ont utilisé un indice caractérisant la MJO dans le voisinage des WWEs, ([Chiodi et al., 2014](#)) se sont servi de l'in-

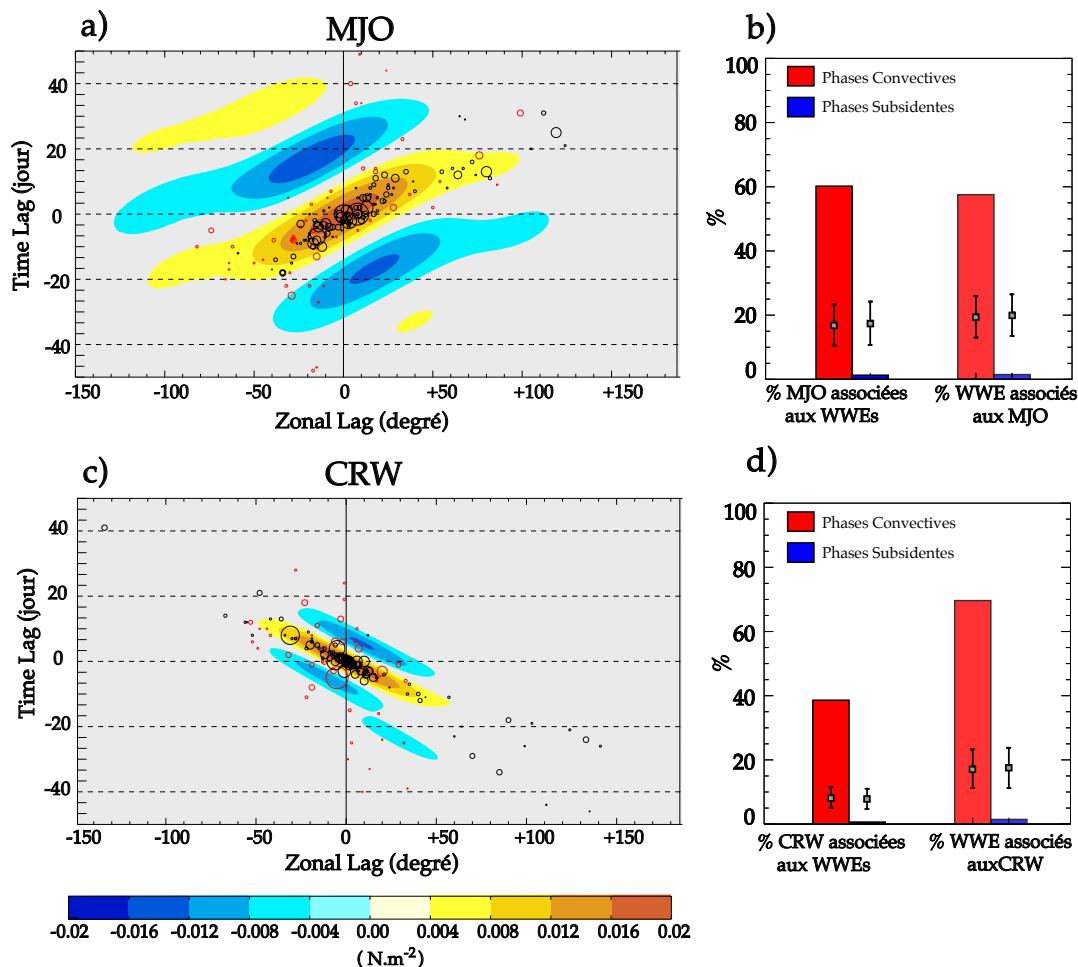


FIGURE III.1 – (gauche) Composite des anomalies de tension de vent zonale associées aux phases convectives de (a) MJO et (b) CRW centré sur le maximum des anomalies de tension de vent de chaque phase. Les cercles représentent l'occurrence de WWEs dans le référentiel des phases de MJO et CRWs et leur taille est proportionnelle au WEI. Les cercles rouges montrent les WWEs associés à une phase convective alors que les cercles noirs, les WWEs qui ne sont pas associés à une phase convective. (Droite) Pourcentage de phases convectives (rouge) et subsidentes (bleue) qui sont associées à au moins 1 WWE et pourcentage de WWEs associées à une phases convective (rouge) et subsidente (bleue) de MJO (b) et CRW (d). Les carrés représentent le pourcentage obtenu grâce à un test de Monte-Carlo utilisant des séries aléatoires de WWEs.

dice RMM (Wheeler et Hendon, 2004) qui capture bien l'activité de la MJO à très grande échelle mais manque localement de précision dans la caractérisation des phases "convective" et "subsidente". Pour permettre de clore ce débat, nous avons effectué une importante étude de sensibilité pour tester la robustesse de nos résultats pour différents critères

de détections des coups de vent ainsi que différentes méthode de détection de la MJO et des CRWs, qui montre que la relation entre coups de vent et MJO/CRW est extrêmement robuste quels que soient les critères ou méthodes utilisés (à l'exception de l'utilisation de l'indice de [Wheeler et Hendon \(2004\)](#), ainsi qu'expliqué ci-dessus).

Dans une seconde partie, nous nous sommes intéressé à la relation entre les coups de vent et l'extension zonale du réservoir d'eaux chaudes du Pacifique Ouest. Les études qui ont montré que les WWEs étaient modulé par ENSO utilisent une méthode de détection des WWEs basée sur des anomalies de vent intrasaisonnières et interannuelles. Or, la variabilité interannuelle des vents dans le Pacifique équatorial est très modulée par ENSO, pouvant ainsi biaiser cette relation. La figure 2 illustre cela en montrant un exemple de détection de coup de vent dans le Pacifique central pendant deux phases différentes d'ENSO et pour des anomalies intrasaisonnière et par rapport à un cycle saisonnier moyen. Lorsque l'on garde la variabilité interannuelle, on détecte mécaniquement plus de WWE pendant les El Niño et plus de EWEs pendant les La Niña.

Nous avons donc testé deux méthodes de détection des coups de vent : INTRA basée sur des anomalies purement intrasaisonnière de tension de vent et INTER basée sur des anomalies intrasaisonnières et interannuelles. Dans les deux cas, nous avons trouvé un lien significatif entre l'occurrence des WWEs et les déplacements du bord est du réservoir d'eau chaude. Ces résultats sont cohérents avec ceux d'[Eisenman *et al.* \(2005\)](#) qui montrait que les WWEs avaient trois fois plus de chance de se produire lorsque la warm pool s'étendait à l'est de la ligne de changement de date. Au contraire, la relation entre EWEs et ENSO suggérée par [Chiodi et Harrison \(2015\)](#) semble moins robuste et dépend de la méthode de détection des coups de vent. Les EWEs détectés avec la méthode INTER se produisent plus fréquemment pendant les événements froids lorsque la Warmpool est confinée dans le Pacifique ouest, alors que les EWEs détectés avec la méthode INTRA ne montrent aucun lien avec la variabilité interannuelle et semblent se distribuer de manière aléatoire aux échelles interannuelles. Des études passées ([Eisenman *et al.*, 2005](#); [Jin *et al.*, 2007](#); [Chen *et al.*, 2015](#)) ont indiqué que la modulation des coups de vent d'ouest par ENSO joue un rôle important dans le développement d'ENSO (les coups de vents ainsi modulés sont plus efficaces pour

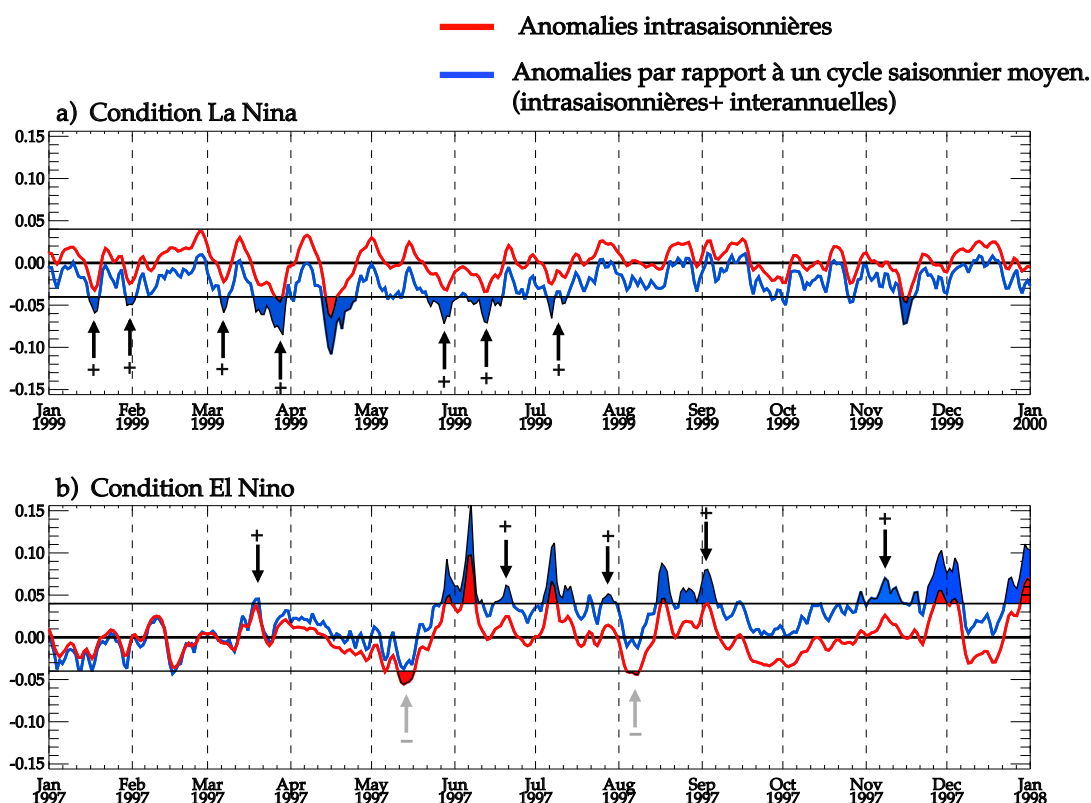


FIGURE III.2 – Série temporelle des anomalies intrasaisonnière (rouge) et interannuelle (bleue) moyennées entre 5 °N et 5 °S pendant (a) La Niña de 1998-1999 et (b) El Niño de 1997-1998. Les lignes noires horizontales représentent le seuil de -0.04 et $0.04 N.m^{-2}$ utilisé pour détecter les WWEs et EWEs. Les zones en bleues (rouges) montrent les WWEs et EWEs détectés en utilisant les anomalies interannuelles (intrasaisonnières). Les flèches montrent les WWEs et EWEs qui sont détecté en plus (+) ou moins (-) lorsque l'on utilise les anomalies interannuelles.

déclencher les ENSOs que s'ils étaient distribués aléatoirement par rapport à la variabilité interannuelle). Notre étude confirme le lien entre WWEs et extension de la warm pool. Le manque de robustesse de la relation entre les EWEs et variabilité interannuelle suggère par contre que les EWEs pourraient avoir un impact plus faible sur ENSO que les WWEs.

Dans cet article nous avons montré que les caractéristiques des coups de vent (et leur capacité à affecter l'océan) étaient modulées par la variabilité à plus basse fréquence : la MJO et les CRWs à l'échelle intrasaisonnière et ENSO à l'échelle interannuelle. Malheureusement, nos résultats ne suggèrent pas un gain de prévisibilité immédiat des coups de vent

car les prédictions fiables de la MJO ne dépassent actuellement pas l'horizon des 10 jours et celle des CRWs est encore mal connue. Dans le chapitre 4, nous allons examiner si le contrôle de la réponse aux WWEs par l'état de l'océan est –lui- de nature à pouvoir fournir une prévisibilité supplémentaire.

On peut également s'interroger sur l'utilité de la relation entre WWEs et ENSO, à l'aune du « non événement » de 2014 cité dans le chapitre d'introduction. Dans ce cas là, des conditions favorables (réservoir d'eau chaude étendu vers l'est) n'ont pas entraîné de coups de vent au printemps 2014 : était-ce du à la stochasticité de l'atmosphère ou à l'influence d'autres phénomènes climatiques à basse fréquence? Le chapitre 5 de cette thèse apportera des éléments de réponse à cette question.

III.1 Introduction

The El Niño Southern Oscillation (ENSO) is the dominant mode of interannual climate variability at the global scale. ENSO's trademark anomalies are anomalously warm Sea Surface Temperatures (SSTs) and anomalously weak easterlies in the central and eastern Pacific. El Niño has worldwide impacts (McPhaden *et al.*, 2006a) through teleconnections between equatorial Pacific temperature and the global atmospheric circulation (Trenberth *et al.*, 1998b). Because of its socio-economic consequences, modelling and forecasting ENSO is of crucial importance and remains a key challenge (Barnston et Tippett, 2012; Vecchi et Wittenberg, 2010; Guilyardi *et al.*, 2012). The critical mechanism for ENSO's growth is an unstable air-sea interaction between SST anomalies in the central Pacific and the strength of the Walker circulation, known as the positive Bjerknes feedback (Bjerknes, 1969). One widely accepted mechanism for the delayed negative feedback that terminates an ENSO was formulated in the framework of the “recharge oscillator” theory (Jin, 1997a), where El Niño wind anomalies drive a Sverdrup transport out of the equatorial strip, which raise the average level of the equatorial thermocline and favour a switch towards La Niña conditions. In this framework, the upper ocean equatorial heat content is a robust El Niño precursor (Meinen et McPhaden, 2000). Aside this precursor, other factors are however required to explain the irregularity of ENSO. A large body of literature suggested that high-frequency wind variability could play an important role in ENSO dynamics and predictabi-

lity (Moore et Kleeman, 1999; Zavala-Garay *et al.*, 2005; McPhaden *et al.*, 2006b; Shi *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2011). A large part of this high-frequency forcing occurs in the form of Westerly Wind Events (WWEs), characterized as episodes of anomalous, short-lived, but strong westerlies developing over the western Pacific warm pool (Luther *et al.*, 1983; Lengaigne *et al.*, 2004a). These WWEs promote the onset and/or development of El Niño events (Fedorov, 2002b; Boulanger *et al.*, 2004; Lengaigne *et al.*, 2004b) and to contribute to the irregularity of ENSO, in terms of timing (its broad spectrum ranging between 2 and 7 years ; e.g. (Gebbie *et al.*, 2007; Jin *et al.*, 2007)), magnitude (Eisenman *et al.*, 2005; Gebbie *et al.*, 2007) and spatial patterns (Fedorov *et al.*, 2014b; Hu *et al.*, 2014; Lian *et al.*, 2014) .

Because of their role in ENSO dynamics, several studies have offered detailed descriptions of the wind field evolution during individual WWEs (Chang *et al.*, 1979; Keen, 1982; Love, 1985; Eldin *et al.*, 1994; Lin et Johnson, 1996; Chen et Houze, 1997) or of the statistics of WWEs characteristics based on a larger number of events (Harrison et Giese, 1991; Hartten, 1996; Harrison et Vecchi, 1997; Verbickas, 1998; Fasullo et Webster, 2000; Seiki et Takayabu, 2007a,b). These studies show that WWEs are generally associated with enhanced clouds and precipitation and preferentially occur over the western Pacific warm pool during boreal winter and spring. They typically have a 20 to 40 degrees zonal extent, 5 to 10 degrees meridional scale, 5 to 30 days duration and 5 to 7 $m.s^{-1}$ amplitude.

The oceanic response to WWEs is illustrated on Figure 1ab for the case of a series of well documented WWEs (McPhaden, 1999; McPhaden et Yu, 1999; Yu et Rienecker, 1998; van Oldenborgh, 2000; Boulanger *et al.*, 2001; Bergman *et al.*, 2001; Lengaigne *et al.*, 2002, 2003a, 2004b; Boulanger *et al.*, 2004; Menkes *et al.*, 2014) , which occurred prior and during the development of the 1997/98 El Niño event, the strongest on record. Most WWEs (red circles on Fig. III.3a) drive eastward anomalous currents and an anomalously deep thermocline signals (Fig. III.3b), both locally under the wind perturbation and further eastward along the Kelvin downwelling wave path (Boulanger et Menkes, 1999; McPhaden, 2002a). The most intense WWE in this series occurred in March 1997 (Fig. III.3a) and was followed by a rapid eastward displacement of the Western Pacific Warm Pool Eastern Edge (hereafter, WPPE, black solid line on Fig. III.3), that has been attributed to zonal advection by anomalous eastward current (Boulanger *et al.*, 2001; Lengaigne *et al.*, 2002; Chiodi *et al.*, 2014).

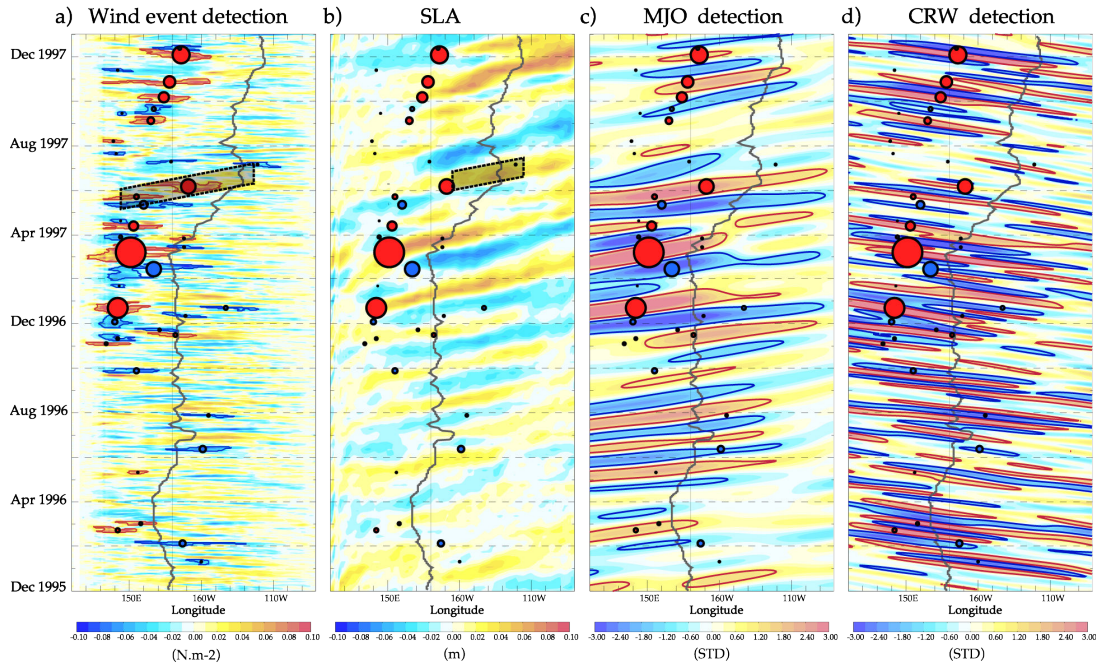


FIGURE III.3 – Averaged 2°N-2°S time-longitude section of (a) intraseasonal zonal wind stress, (b) intraseasonal sea level anomalies, (c) MJO-related wind stress signal with detected convective (red contour) and suppressed (blue contour) MJO phases overlaid and (d) CRW-related wind stress signal with convective (red contours) and suppressed (blue contours) CRW phases overlaid, before and during the 1997 El Niño. The black contour on all panels indicates the eastern edge of the western Pacific Warm Pool (defined as the 28.5°C isotherm). Red and blue circles respectively indicate the detected WWEs and EWEs central dates and longitudes, the size of the circle being proportional to WWEs/EWEs strength depicted as the non-dimensional Wind Event Index (see section III.3.1 for details). The dotted black box on panel (a) indicates the spatio-temporal domain over which SLA response shown in Figure 3ab is averaged (see text for details). The dotted black box on panel (b) indicates the spatio-temporal domain over which wind stress forcing along the wave track used in Figure 3b is averaged (see text for details). Note that the strong December 1996 and March 1997 WWEs were both associated with a convective MJO and CRW

While WWEs are synoptic events that are unpredictable at long lead times, there is a growing body of observational evidence showing that their probability of occurrence is modulated by low-frequency SST variability, with more likely WWEs prior to and during most El Niño events (Keen, 1982; Luther *et al.*, 1983; Delcroix *et al.*, 1993; Verbickas, 1998; Vecchi et Harrison, 2000; Seiki et Takayabu, 2007a), i.e. when the warm pool is anomalously extended eastward (Eisenman *et al.*, 2005; Gebbie *et al.*, 2007). Modelling studies support these observational findings and show that eastward displacement of the WPEE favours the

WWEs occurrence ([Lengaigne et al., 2003a](#); [Vecchi et al., 2006](#)). This air-sea coupled dynamical process, in which the WWE-driven eastward expansion of the WPEE enhances the probability of further WWEs occurrence, could partly explain the diversity of ENSO characteristics ([Eisenman et al., 2005](#); [Tziperman et Yu, 2007](#); [Jin et al., 2007](#); [Gebbie et Tziperman, 2009a,b](#)).

WWEs basic characteristics and their relationship with tropical Pacific background SST are well documented but their root causes are still debated. An important fraction of intra-seasonal wind and convective variability over the western Pacific warm-pool is controlled by the Madden-Julian Oscillation ([Madden et Julian, 1971, 1972, 1994](#)), making it a serious candidate for WWEs modulation. The MJO is the dominant source of intraseasonal (30-90 days) atmospheric variability in the tropical Indo-Pacific region. This tropic-wide phenomenon is associated with large-scale variations in wind and atmospheric convection (wave number 1 and 2), which propagate eastward with an average speed of 5 m.s^{-1} . The clearest MJO surface signature occurs over warm SSTs that sustain deep atmospheric convection ($\text{SST} > 28.5^\circ\text{C}$, e.g. [Gadgil et al. \(1984\)](#)), i.e. in the Indo-Pacific warm pool region, and near the Pacific Intertropical and South Pacific Convergence Zones ([Zhang, 2005](#)).

In the lower troposphere, the convective phase of the MJO is associated with anomalous westerly winds in and to the west of the large-scale convective centre, and anomalous easterly winds to the east. Previous studies have shown that the MJO activity also shift eastwards into the central Pacific as El Niño develops ([Hendon et al., 1999](#); [Bergman et al., 2001](#); [Kessler, 2001](#); [Zhang et Gottschalck, 2002](#); [McPhaden et al., 2006b](#)). This expansion can largely be related to the eastward expansion of the warm pool before El Niño events, which allow the MJO to express its surface signature over a larger zonal fetch ([Kessler, 2001](#)). Some studies have also explored how the MJO may influence ENSO ([Kessler, 1995b](#); [Kessler et Kleeman, 2000](#); [Roulston et Neelin, 2000](#); [Zavala-Garay et al., 2005](#)). This is not obvious as the MJO is generally thought to have a symmetric signal in surface forcing, which may not result in a mean oceanic response over a MJO cycle. [Kessler \(1995b\)](#) however proposed that the eastward expansion of the warm pool during convective phases of the MJO allow westerly wind anomalies to act over a larger zonal fetch than during the suppressed phase,

providing an asymmetry that could produce a non-zero effect of the MJO over one cycle. [Kessler et Kleeman \(2000\)](#) alternatively show that the net evaporative cooling of SST, produced by high wind speeds associated with oscillating winds on a weak mean flow, results in a flattening of the background zonal SST gradient that may result in a stronger ENSO.

Contrary to the MJO, WWEs are associated to a mean westerly wind anomaly that can contribute to ENSO growth in a more obvious way. An obvious way by which the MJO could influence ENSO is thus through WWEs modulation. Many studies did suggest that the MJO indeed modulates the intensity and frequency of WWEs over the western Pacific warm waters ([Lau et al., 1989](#); [Gutzler, 1991](#); [Sui et Lau, 1992](#); [Zhang, 1996](#); [Lin et Johnson, 1996](#); [Chen et al., 1996](#); [Godfrey et al., 1998](#); [McPhaden, 1999](#)). The series of strong WWEs that occurred from December 1996 to July 1997 (Fig. III.3a) has for instance been attributed to the convective phases of a series of unusually strong MJO events (Fig. III.3c, [Yu et Rienecker \(1998\)](#)). The statistical relationship between WWEs and the MJO is however still debated : the only two studies that did assess thoroughly this relationship over a long period and a large set of WWEs indeed disagree ([Seiki et Takayabu, 2007a](#); [Chiodi et al., 2014](#)). Both studies acknowledge that WWEs are more likely to occur during an MJO convective phase rather than during its suppressed phase. [Chiodi et al. \(2014\)](#) concluded that the probability of a WWE occurrence remain the same irrespective of whether the MJO is active or not (an MJO active period being defined as the envelope of successive convective and suppressed phases, see Fig. III.4b for a sketch explaining the terminology that we use in this paper). In contrast, [Seiki et Takayabu \(2007a\)](#) results suggest that large-amplitude active MJO phases are especially conducive to WWEs. These later results echo those of [Fasullo et Webster \(2000\)](#) who suggested that brief WWEs (6–30 days) occur frequently, independently of the MJO, while sustained WWEs are strongly associated with the MJO convective phase. The reason behind the disagreement between [Seiki et Takayabu \(2007a\)](#) and [Chiodi et al. \(2014\)](#) results remain to date unravelled.

The root cause for convective blow-ups and WWEs over Pacific warm waters has not only been attributed to MJO events but also to the occurrence of twin or individual tropical cyclones ([Keen, 1982](#); [Love, 1985](#); [Nitta, 1989](#); [Lander, 1990](#)). The majority (> 60%) of the WWEs that are west of the dateline are in fact related to cyclonic vortices ([Harrison et Vecchi, 2001](#)), and the strongest, longer lasting, and more horizontally extended WWEs are

often those related to symmetrical pair of cyclones with respect to the equator (Harrison et Giese, 1991; Hartten, 1996). These cyclones pairs often appear as the result of atmospheric Convectively-coupled Rossby Waves (hereafter CRW) as suggested by Seiki et Takayabu (2007a). CRW result from the coupling between atmospheric convection and equatorial waveguide dynamics, and are characterized by periods of 15 to 20 days and westward propagating signals at about 5 to 7 $m.s^{-1}$ (Wheeler et Kiladis, 1999; Yang et al., 2007). The convective phase of CRW is associated with anomalous westerly winds at the equator with maximum amplitude over the Indian Ocean and western pacific in boreal spring. CRW and the MJO are not completely independent, as CRW are often dynamically part of the MJO life cycle (Rui et Wang, 1990). The composite analysis of Seiki et Takayabu (2007a) show that intensified Rossby wave activity with symmetrical cyclone like vortices on each side of the equator is a common feature associated with WWEs occurrence, but this study did however not quantify the percentage of WWEs associated with such CRW.

While most studies have so far focussed on WWEs and their impact on ENSO, a recent study (Chiodi et Harrison, 2015) underlined that counterparts to WWEs exist as surges in the easterly wind stress. These events, referred to as Easterly Wind Events (EWEs) in the following, have an average duration, amplitude and zonal extent roughly similar to those of WWEs. The blue circle in February 1997 on Figure III.3a indeed illustrates the occurrence of a moderate EWE. Chiodi et Harrison (2015) suggest that, symmetrical to the impact of WWEs on El Niño, EWEs may contribute to cold tongue cooling during La Niña events. Along the same line, Lengaigne et al. (2006) suggested that central Pacific EWEs can contribute to warm events termination and reversal into neutral or La Niña conditions. Boulanger et al. (2004) also underlined that high-frequency easterly wind pulses contributed to the amplitude and timing of the 1997-98 warm event. Finally, Chiodi et Harrison (2015) suggest that, as WWEs, EWEs vary with ENSO state, with an increase probability of EWEs occurrence during cold conditions. EWEs have however so far received less attention than their westerly counterparts and their relationship with atmospheric phenomena such as MJO and CRW have not yet been investigated.

Owing to the potential importance of WWEs and EWEs on the tropical Pacific evolution, there is a need to better identify the main processes that modulate their occurrence in order to ultimately improve their prediction. As detailed above, the relationship between wind events and atmospheric phenomena such as MJO/CRW remain controversial or elusive. The present paper aims at providing a clearer picture of the relationship between these short-lived wind events and the MJO, CRW and background SST. The datasets and methods used to define the wind events (EWEs and WWEs) and atmospheric waves (MJO and CRW) are described in Section III.2. Section III.3 then assesses the main characteristics (amplitude, seasonality, location) of these detected events and proposes a new index to describe their potential impact on the ocean. In section III.4, we demonstrate a clear modulation of wind events by both the MJO and CRW, which is quite symmetric for EWEs and WWEs. We also demonstrate the robustness of our results, by varying detection thresholds and methods for both wind events and atmospheric wave. In section III.5, we evaluate the relationship between WWEs / EWEs and interannual background SST variability. We find that WWEs probability increases during El Niño events, in agreement with previous studies. The effect of interannual variability on EWEs is however not robust with respect to the wind event detection method, indicating a more asymmetric effect of interannual than of intraseasonal variability on wind events. A discussion of the present findings in the light of previous studies and of their potential implications is finally provided in Section III.6.

III.2 Datasets and methods

III.2.1 Datasets

We use TropFlux daily zonal wind stresses (Kumar *et al.*, 2013) on a $1^\circ \times 1^\circ$ degree grid over the 1979-2014 period to detect WWEs and EWEs. TropFlux wind stresses are computed using the COARE v3.0 algorithm, using bias and amplitude-corrected ERA-Interim surface meteorological data (Dee *et al.*, 2011). A comparison between the TropFlux product and in situ observations (TAO moorings) indicates that this product is amongst the best at intraseasonal timescales, with correlations above 0.95 in the equatorial western and central Pacific. We also use the NOAA daily-interpolated OLR from January 1974

to December 2013 (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html) to describe deep atmospheric convective signals associated with these wind events and TropFlux SST to describe the background SST conditions. Finally, we use weekly sea level anomaly from AVISO with a $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ spatial resolution from 1992 to 2014 (<http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/products/>) in order to assess their oceanic signature.

III.2.2 Wind events detection method

| Studies | Hartten (1996) | Harrison and Vecchi (1997) | Seiki and Takayabu (2007a) | Chiodi et al. (2014) | Current study |
|---------------------|----------------------|------------------------------|----------------------------|------------------------------|---------------------------|
| Field | 1000 mbar zonal wind | 10 m wind | 10 m wind | 10 m wind | Zonal wind stress |
| Product | ECMWF/WMO | ECMWF analysis | ERA-40 | ECMWF analysis | Tropflux |
| Filtering (anomaly) | Raw field | Relative to seasonal cycle | Relative to seasonal cycle | Relative to seasonal cycle | Intraseasonal (5–90 days) |
| Period | 1980–1989 | 1986–1995 | 1979–2002 | 1986–2010 | 1979–2012 |
| Min duration | 2 days | 3 days | 2 days | 3 days | 5 days |
| Min Zonal extent | 10° | Averaged in 30° boxes | 10° | Averaged in 30° boxes | 10° |
| Min magnitude | 5 m s^{-1} | 2 m s^{-1} | 5 m s^{-1} | 2 m s^{-1} | 0.04 N m^{-2} |
| # of detected WWEs | ~15/years | ~16/years | ~8/years | ~11/years | ~6/years |

Table III.1 – Different methods used to detect westerly wind events in the literature

Several authors have developed WWEs detection algorithms in the past, using various criteria ((Hartten, 1996; Harrison et Vecchi, 1997; Seiki et Takayabu, 2007a)). Those criteria and methods are summarized in Table III.1. In the present paper, we are interested by wind events that are likely to have a significant oceanic impact. We will therefore focus on events that have an equatorial signature, as only these events are likely to force equatorial waves. We will use wind stress rather than wind speed for their detection because wind stress is a direct measure of the surface momentum flux and wind speed is non-linearly related to it. Another difference with previous studies is that wind events are identified from intraseasonally filtered (5–90 day) wind stresses rather than absolute winds (e.g., Hartten (1996), Table III.1) or anomalies relative to the seasonal cycle (e.g., Harrison et Vecchi (1997); Seiki et Takayabu (2007a), Table III.1). We will discuss how this choice may affect our results in Section 5. Our motivation for using intraseasonally filtered wind stresses is twofold. First, at timescales longer than ~90 days (i.e. the time it takes for a Kelvin wave to cross the basin), there tends to be a balance between zonal wind stress and zonal pressure gradients (McPha-

den et Taft, 1988b; Yu et McPhaden, 1999). Our filtering strategy is therefore motivated by the fact that we are mostly interested in shorter variations that will induce a disequilibrium between the two and an ocean response. Second, using raw winds or even interannual anomalies will computationally induce more WWEs (EWEs) detection during El Niño (La Niña) events when there are low-frequency westerly (easterly) wind anomalies. We will hence be able to evaluate if the tendency to have more WWEs before/during ENSO underlined in previous studies from a detection method using interannual anomalies is still observed if wind events are detected on the basis of intraseasonally filtered wind stresses.

As in most previous studies (Hartten (1996); Harrison et Vecchi (1997); Seiki et Takayabu (2007a); Chiodi et al. (2014), Table III.1), our detection method is based on three thresholds : zonal extension, duration and magnitude of the wind event. Previously used magnitude thresholds criteria range from 2 m.s^{-1} (Harrison et Vecchi, 1997) to 5 m.s^{-1} (Hartten (1996); Seiki et Takayabu (2007a)). A 5 m.s^{-1} wind corresponds to a wind stress of 0.03 N.m^{-2} in an atmosphere with neutral stability (Trenberth et al., 1989). The minimum duration criteria range from two (Hartten, 1996; Seiki et Takayabu, 2007a) to three days (Harrison et Vecchi, 1997; Chiodi et al., 2014) and the zonal extend is usually taken as 10° . We decided to use conservative criteria (i.e. rather strong, long-lasting wind events with a large zonal extent) to focus on events that are likely to significantly impact the ocean evolution. The WWE (resp. EWE) are hence defined as 2°N - 2°S averaged intraseasonal (5-90 days) wind stress anomalies above 0.04 N.m^{-2} (resp. below -0.04 N.m^{-2}) with a zonal extent of at least 10° during at least 5 days. The standard deviation of the 2°N - 2°S averaged zonal wind stress anomalies is 0.036 N.m^{-2} , indicating that the first criterion roughly picks up wind stress anomalies larger than one standard deviation. Finally, a last criterion is used to merge wind events that are close in space or time : wind stress anomalies patches satisfying the duration, zonal extent and magnitude criteria, separated by less than 3 days and 3° are considered to be a single wind event. The central location $\text{lon}0$ and date $\text{day}0$ for each wind event are computed using a weighted average as follows :

$$\text{Lon}0 = \frac{\int_x \int_t \text{lon}(x) \cdot \tau_x(x, t) dx dt}{\int_x \int_t \tau_x(x, t) dx dt} \quad (\text{III.2.1})$$

$$Day0 = \int_x \int_t time(t) \cdot \tau_x(x, t) dx dt / \int_x \int_t \tau_x(x, t) dx dt \quad (III.2.2)$$

where τ_x is the zonal wind stress intraseasonal anomaly and the space and time integrals are computed over the spatio-temporal domain of the wind stress patch. Using this method, we identify 208 WWEs and 197 EWEs over the 1979-2014 period, corresponding to ~6 WWEs and ~6 EWEs per year. This is less than what was found in [Harrison et Vecchi \(1997\)](#) (~16 WWEs/years) and [Seiki et Takayabu \(2007a\)](#) (~8 WWEs/years). These differences are mainly due to our more restrictive magnitude criteria that only pick up strong events. The sensitivity of our results to the WWE detection method will be extensively discussed in Section [III.4.2.2](#).

III.2.3 Atmospheric intraseasonal waves detection method

The different atmospheric convectively coupled waves components are obtained following [Wheeler et Kiladis \(1999\)](#). This method is illustrated by the wavenumber-frequency spectrum of the symmetric part of the OLR at the equator displayed on Figure [III.4a](#). This figure demonstrates that energy preferentially appears along the dispersion diagram of equatorially trapped waves, with eastward phase propagation at ~10-15 $m.s^{-1}$ for convectively coupled Kelvin waves and westward phase propagation at ~5-7 $m.s^{-1}$ for the first baroclinic convectively coupled Rossby waves. The MJO appears as an extra patch of energy with large spatial scales (wavenumbers 1-5) and eastward propagation at ~5 $m.s^{-1}$. As in [Wheeler et Kiladis \(1999\)](#), the MJO is defined by space-time filtering in the domain outlined on Figure [III.4a](#) (westward-propagating wavenumber 1-5, 30-95 days band). The wavenumber-frequency boundaries used for isolating the convectively coupled Kelvin and Rossby waves (or CRW) correspond to the theoretical dispersion curves for the 8 m and 90 m equivalent depths, also depicted on Figure [III.4a](#).

Below, we will mostly focus on MJO and CRW identification, as we could not find any relationship between wind events and convectively coupled Kelvin waves (not shown). The space-time filtering described above is applied to equatorial zonal wind stress to isolate its CRW and MJO components. The resulting fields are normalized by their standard deviation computed between 130°E to 160°W, corresponding to the region where 90% of the WWEs

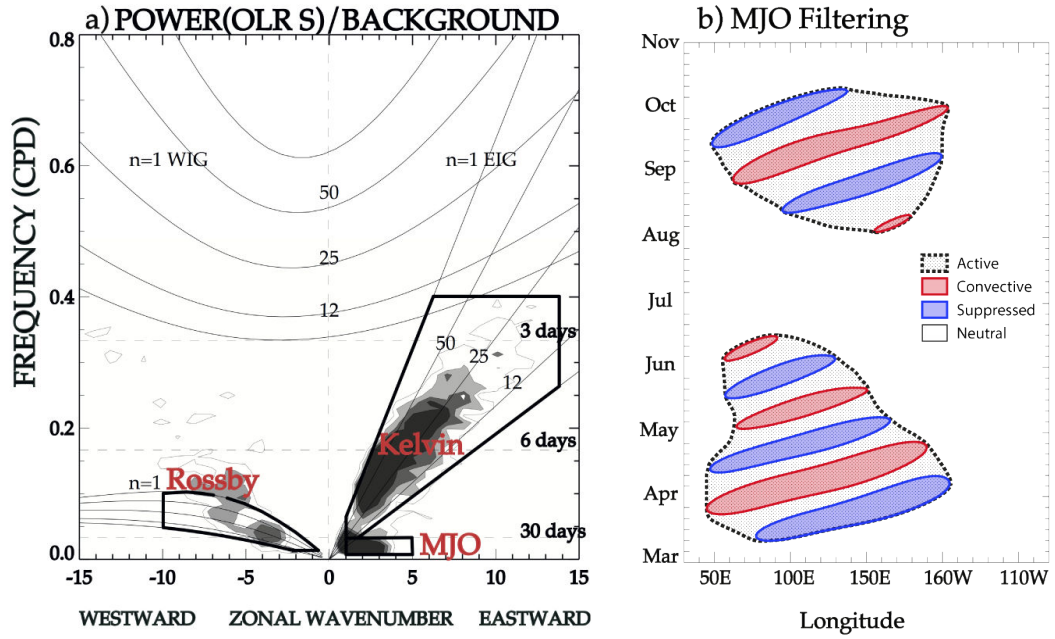


FIGURE III.4 – (a) Wavenumber-Frequency spectrum of the symmetric part of the OLR at the equator, as in [Wheeler et Kiladis \(1999\)](#). The black boxes highlight the wavenumber-frequency filtering used for isolating the Kelvin, Rossby waves and the MJO. (b) Sketch illustrating the terminology used for designating the MJO and Rossby waves various phases throughout the paper. This example is derived from the MJO index (defined in section 2.3) between March and November 2005. « Convective » phases (red lines) are defined as index values exceeding one standard deviation. « Suppressed » phases (blue lines) are defined as index values below minus one standard deviation. « Active » phases (dotted lines) are defined as the envelope of a series of closely-occurring convective and suppressed phases. Periods within an active period that are neither convective nor suppressed are referred as « transition » periods. Finally, periods in white are referred as « neutral » phases. The example above is provided for the MJO, but Rossby waves display similar « active » phases that contain both convective, suppressed and transition periods.

and EWEs are detected. The resulting standardized MJO and CRW related zonal wind stress components are shown on Figure III.3c,d for the 1996-1997 period. Regions above one standard deviation are considered as convective phases (red contours on Fig. III.3c,d, also see sketch on Fig. III.4b) while regions below minus one standard deviation are considered as suppressed phases (blue contours on Fig. III.3c,d and Fig. III.4b). An “active” phase is finally defined as the envelope of successive convective and suppressed phases (Fig. III.4b), and considered to end when a transition phase is longer than 30 days. We will finally refer

to periods within active periods that are neither convective nor suppressed as “transition” phases (Fig. III.4b). Using these criteria, about 161 (358) convective phases of MJO (CRW) are identified over the 1979-2013 period, spanning 16% of the total period. As shown on Figure III.3c and discussed in the introduction, the strongest MJO activity on record occurred in association with a series of intense WWEs from December 1996 to July 1997 in the western Pacific. This period was also characterized by enhanced CRW activity in the central Pacific. We will assess if the modulation of wind events by the MJO and CRW suggested by Figure III.3 exists over the entire period in Section 4, which will also discuss the sensitivity of our results to the definition of MJO and CRW phases.

III.3 Wind events main characteristics

This section first describes a metric that allows estimating the amplitude of the oceanic response to a wind event and then discusses the main characteristics of the amplitude, seasonal and spatial distribution of WWEs and of EWEs.

III.3.1 An index to characterize the wind events oceanic impact

Wind events result in several distinct oceanic responses. Locally, they induce evaporative cooling which deepens and cools the mixed layer (McPhaden, 2002b). They also force eastward propagating Kelvin waves and westward propagating Rossby waves that are associated with thermocline depth modulation and current anomalies (Boulanger et Menkes, 1999). At the eastern edge of the warm pool, both lateral advection and surface heat fluxes contribute to SST changes, while the SST change is dominated by vertical processes (changes in upwelling and mixing) further east, due to the shallower background thermocline depth (Drushka *et al.*, 2015). While the local and remote SST response can vary substantially due to the changes in background oceanic situations (e.g. zonal SST gradient), the Kelvin wave response to the wind event is more robust. Since this Kelvin wave is generally responsible for a large part of the SST changes both in the central (through lateral advection) and eastern (through vertical processes) Pacific, we will use its sea level responses as an index to characterize the ocean response to wind event forcing.

Linear equatorial wave theory provides a framework to understand the equatorial ocean response to wind stress forcing. The oceanic response is expected to grow with the intensity of the forcing (i.e. the wind stress anomaly magnitude), its duration and its zonal fetch (e.g. a larger zonal patch will influence a Kelvin wave over a longer portion along its path; see [Giese et Harrison \(1990\)](#)). An integration of the wind events anomalies along the equatorial waves path would allow to precisely estimate their oceanic impact. Here, we chose a simpler “wind event index” (WEI) to characterize the response of the ocean to a Wind event. We define the WEI as the space-time integration of the zonal wind stress anomalies over the wind event patch $\int_x \int_t \tau_x(x, t) dx dt$. The WEI definition hence integrates the wind event amplitude, duration and zonal fetch. Once computed for all wind events (both easterly and westerly), the WEI is normalized by its standard deviation to obtain a dimensionless index.

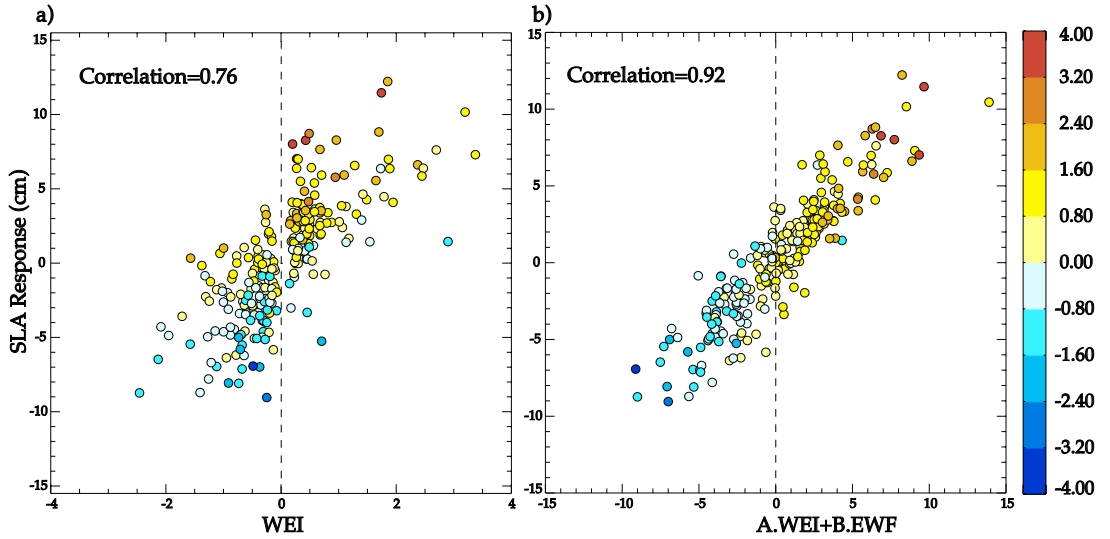


FIGURE III.5 – (a) Scatter diagram of the Wind Event Index (WEI, i.e. the normalized space-time integral of the average 2°N-2°S zonal wind stress anomaly over the wind event patch; see text for details) against the observed mean sea level anomaly averaged along the Kelvin wave path downstream of the wind event (see text for details). Positive WEI values indicate WWEs while the negative ones indicate EWEs. The color of each dot represents the integrated wind forcing (excluding the wind event) along the Kelvin wave track (see text for details). (b) Scatter diagram of a linear combination of the normalized WEI and forcing along the wave track (obtained from a multiple linear regression, with roughly equal contributions from each) and observed mean sea level anomaly averaged along the Kelvin wave path downstream of the wind event.

Sea level is a precise measure of the amplitude of the depth-integrated oceanic response to a wind event. Figure III.3b illustrates the sea level anomalies during the onset of the 1997-98 El Niño, with strong downwelling Kelvin waves in response to the intense WWEs occurring in December 1996 and March 1997 and an upwelling Kelvin wave response to the EWE in February 1997. Figure III.5 demonstrates the ability of the WEI to efficiently capture the amplitude of the Kelvin wave response to the wind event. The Kelvin wave response to wind events is estimated as the average 5-90 day-filtered sea level anomalies along the Kelvin wave path, i.e. within a space time-domain starting at lon0, day0 and extending for 20 days in time and up to 40 °eastward in space and using a theoretical speed of 2.5 m.s^{-1} (an example of the integration domain is showed on Fig. III.3b).

The scatterplot between the WEI of each detected wind event and this Kelvin wave response displayed on Figure III.5a demonstrates a tight connection between these two indices, with a 0.76 correlation between the SLA response to a wind event and the WEI, significant at 95% (using one-tail t-test with a effective degrees of freedom estimated as in Livezey et Chen (1983)). This strong correlation indicates that the WEI is a reliable measure of oceanic response to the wind event. Figure III.5b shows that the spread on Figure III.5a largely arises from the additional wind forcing along the Kelvin wave path, that contributes to the sea level signal both up- and down-stream of the wind event. This additional forcing is calculated here as the zonal wind stress anomalies (excluding the wind event anomalies) averaged along the Kelvin wave path theoretical speed (2.5 m.s^{-1}) between 10 days prior and 10 days after the wind event (corresponding to 40 °in longitude ; an example of the integration domain is showed on Fig. III.3a). A multi-linear fit of the SLA response to the WEI and this additional forcing results in a 0.92 correlation significant at the 95% (Fig. III.5b). This analysis hence confirms that the WEI can be used as a proxy for the strength of ocean response to the wind event, but indicates that forcing along the Kelvin wave path outside of the wind event patch also contributes to the sea level response.

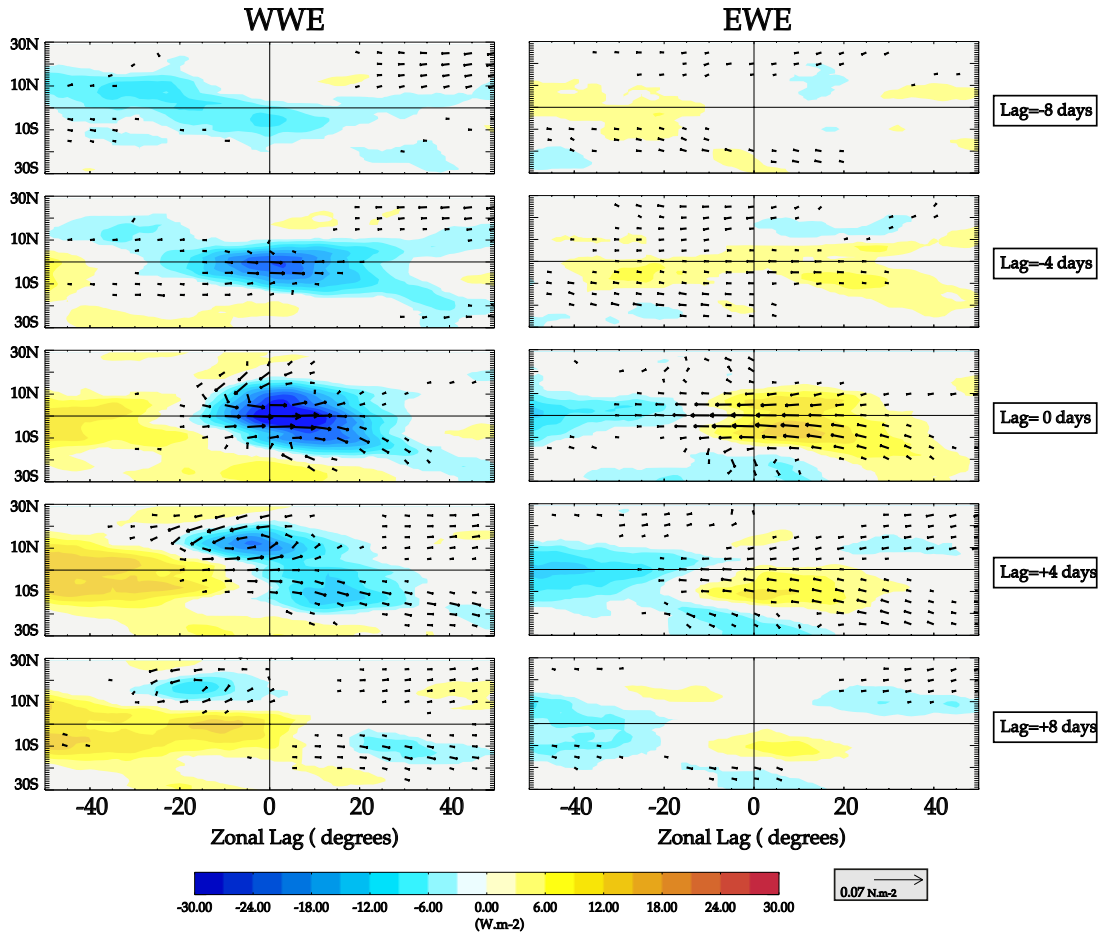


FIGURE III.6 – Spatial composite of (Left) WWEs and (Right) EWEs intraseasonal wind stress (vectors) and OLR (shading) anomalies from 8 days prior to 8 days after the wind event. The composites are centred on central dates and longitudes of the wind event.

III.3.2 Wind events characteristics and distribution

In this sub-section, we assess the spatio-temporal characteristics of WWEs and EWEs detected by our method and briefly compare our results to the existing literature on that topic. Figure III.6 first allows discussing the average wind event spatio-temporal structure. The first column of the Figure III.6 displays five composite maps of intraseasonal OLR and wind stress (5-90 days) anomalies centred on the WWEs central date and longitude from 8 days prior to 8 days after the events central date. At day0, WWEs are characterized by westerly wind stress anomalies with a 30 °zonal extent, associated with a rather symmetrical convective pattern with respect to the equator. Composite maps at different lags indicate an

eastward propagation of the suppressed convection region, at a speed of around $5\text{-}7 \text{ m.s}^{-1}$, consistent with MJO characteristics. It also confirms that a pair of cyclonic wind stress anomalies centred around 10°N and 10°S is a common feature associated with WWEs. This symmetric pair of cyclones is reminiscent of the equatorial Rossby wave structure as confirmed by the westward propagation of these anomalies for day0 to day+8 north of the equator. [Seiki et Takayabu \(2007a\)](#) already noted these features in their composite analysis (their Figure 10) and did suggest that they resulted from the tendency of WWEs to occur during convective phases of MJO and CRW.

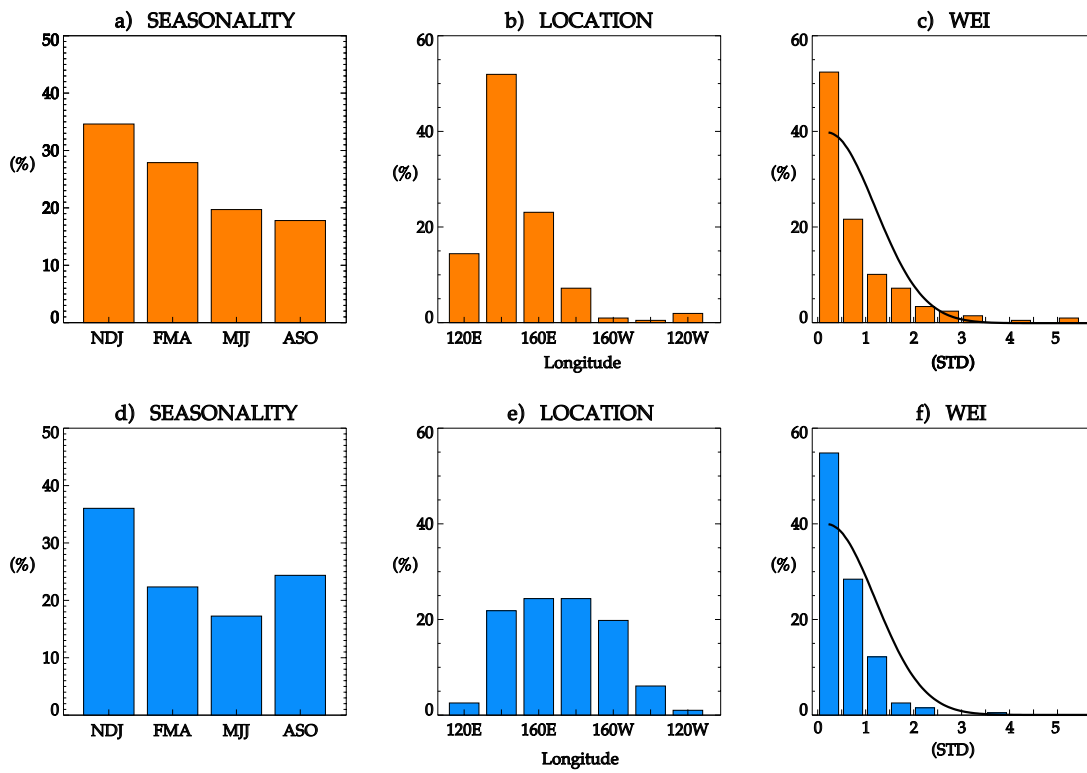


FIGURE III.7 – WWEs (orange, panels a-c) and EWEs (blue, panels d-f) (a,d) seasonal, (b,e) longitude and (c-f) Wind Event Index distributions. The black line on panels c) and f) corresponds to a normal distribution

The second column of Figure III.6 displays similar composite maps for EWEs. EWEs display roughly symmetrical anomalies to those associated with WWEs and lagged composite maps also suggest a modest eastward propagation of convective anomalies, reminiscent of the MJO signature. The main differences with the WWEs composites arise from the smaller amplitude OLR and wind stress perturbations with a larger zonal extension at day0 (50 degrees) and a weaker Rossby wave signal on both side of the equator.

Figure III.7 provides a quantitative assessment of the wind events distribution. Figure III.7a shows that WWEs tend to be more frequent in boreal winter and less frequent from May to October. 90% of WWEs occur in the western Pacific, west of the dateline (Fig. III.7b). Despite differences in the wind event detection method, these results are consistent with those of Keen (1982); Harrison et Vecchi (1997); Seiki et Takayabu (2007a), an indication of their robustness. The WEI distribution of these WWEs (Fig. III.7c) is not normal, with an enhanced probability of wind events with weak or very strong WEI (WEIs below 1 or above 2). EWEs are more likely to occur in boreal winter and less likely in boreal summer (Fig. III.7d). However, unlike WWEs, EWEs occur both west and east of the WPEE, from 140 °W to 140 °E (Fig. III.7e). The WEI distribution of these EWEs is more normal than that of WWEs, being less skewed towards extreme values (Fig. III.7f).

In this section, we have defined an index (WEI or Wind Event Index) that can be used as a proxy for the strength of the ocean response to the wind event. We showed that WWEs predominantly occur in the western Pacific and more frequently in boreal winter with a spatio-temporal structure that displays both MJO and CRW characteristics. EWEs show distinctive features from those of WWEs : they tend to occur further east, in the vicinity of the dateline, and extremely strong EWEs that could lead to significant change in SST are less frequent than extreme WWEs.

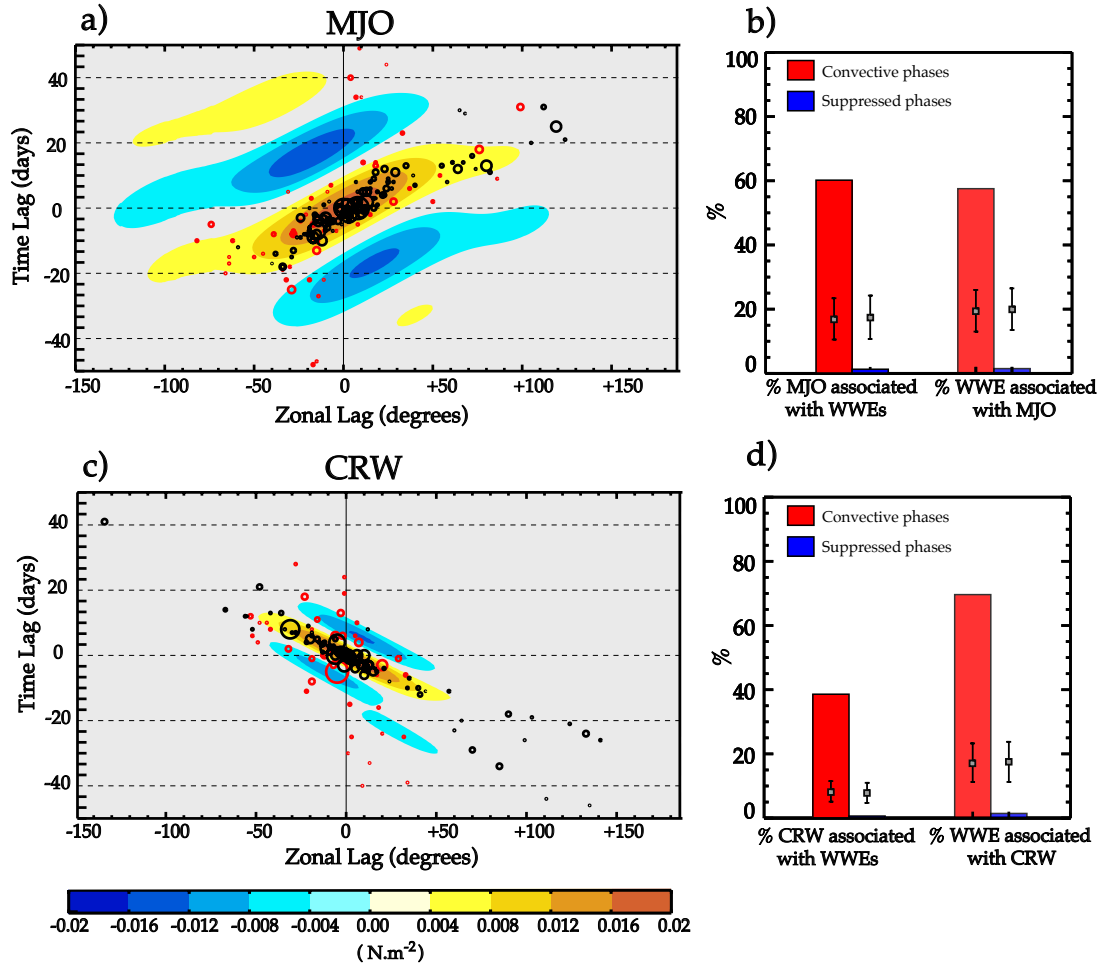


FIGURE III.8 – (Left) Composite life-cycle of zonal wind stress anomalies associated with convective (a) MJO and (c) CRW events centred on the maximum zonal wind stress anomaly of the phase. WWEs occurrences are indicated as circles in the frame of the MJO/CRW, the size being proportional to the WEI. Black circles indicate WWEs that are embedded into a convective, while red circles indicate events that do not occur a convective phase. The inconsistencies between the circle positions and colour shading on the figure arise from the fact that the shading displays the MJO / CRW mean composite cycle, while the circles refer to the wind event location relative to the instantaneous distribution of the Wheeler and Kiladis MJO and CRW indices. (Right) Percentage of convective (red bar) and suppressed (blue bar) phases containing at least one WWEs and percentage of WWEs that are embedded within convective (red bar) and suppressed (blue bar) phases for (b) MJO and (d) CRW events. The square indicates the percentage expected from a random distribution of the wind events in time, using a Monte-Carlo method (the whiskers indicate the 5 and 95% confidence interval around that number).

III.4 Relationship between intraseasonal atmospheric waves and wind events

In this section, we investigate the relationship between wind events and intraseasonal atmospheric waves, with a focus on the MJO and CRW as we did not find any wind events modulation by convectively coupled Kelvin waves (not shown). As we will show below, there is an unambiguous modulation of wind events by the MJO and CRW, which is quite symmetric between EWEs and WWEs.

III.4.1 Links between MJO/CRW and wind events occurrence

Figure III.8a,c shows the composite life cycle of all MJO and CRW convective phases, centred on the day and longitude where the maximum MJO or CRW-related wind stress anomaly is found. WWEs are overlaid on this composite picture. The distinctive features of the MJO and CRW can be recognised on these composites : small zonal wavenumbers and $\sim 5 \text{ m.s}^{-1}$ eastward phase speed for the MJO ; smaller zonal scale ($\sim 60^\circ$) and $\sim 5 \text{ m.s}^{-1}$ westward phase propagation for CRW. WWEs tend to cluster along the convective phases of both MJO and CRW, with a tendency for the strongest WWEs to occur near the center of the convective phase.

Figure III.8b,d provides a more quantitative assessment of the relationship between WWE and individual MJO and CRW phases. It shows the percentage of MJO/CRW convective and suppressed phases that contain at least one WWE and the percentage of WWEs embedded in MJO/CRW convective or suppressed phases. In order to assess the significance of this relation, we compare these percentages with the distribution obtained by randomly resampling wind events dates 10000 times (a new occurrence year is randomly generated, and the occurrence day within the year is randomly shifted by ± 45 days). This strategy of random resampling allows preserving the WWEs seasonality, while randomly redistributing WWEs dates with respect to MJO and CRW phases. The 0.95 and the 0.05 percentile of the distribution obtained from the random sets of WWEs are represented as whiskers on Figure III.8b,d. The strategy above allows comparing the actual percentage of co-occurrence of, e.g., WWEs with the MJO with the range of percentages that would result from a comple-

tely random distribution of WWEs in time (but that still preserve the observed wind event seasonality). If, e.g., the actual co-occurrence of WWEs with the MJO exceeds the 0.95 percentile obtained by random resampling, this indicates that the association between WWEs and the MJO is significant at the 95% confidence level.

| % of WWE (% random) % of EWE (%random) | | | MJO | | | | |
|---|--|------------|--|-----------------------|--------------------|------------------------|------------------------------|
| | | | ACTIVE (= Convective +Suppressed + Transition) | | | NEUTRAL | |
| | | | Convective | Suppressed | Transition | | |
| CRW | ACTIVE (= Convective +Suppressed + Transition) | Convective | 41% (3%) 0% (3%) | 1% (2%) 2% (2%) | 4% (2%) 0% (2%) | 24% (7%) 0% (7%) | Total: 70% (14%) 2% (14%) |
| | | Suppressed | 1 % (3%) 3% (3%) | 0% (3%) 26% (3%) | 0% (2%) 2% (2%) | 0% (7%) 22% (7%) | |
| | | Transition | 2% (2%) 0% (1%) | 0% (1%) 1% (2%) | 0% (1%) 0% (1%) | 0% (4%) 0% (5%) | |
| | NEUTRAL | | 13% (8%) 0% (7%) | 0% (9%) 27% (9%) | 0% (6%) 0% (6%) | 14% (40%) 17% (41%) | |
| | Total: | | 57% (16%) 3% (14%) | 1% (15%) 56% (16%) | | | |

Table III.2 – Percentage of EWEs (blue) and WWEs (red) occurring during each MJO/CRW phases

Figure III.8b shows that 60% of the convective MJO phases are associated with WWEs and less than 2% with suppressed phases. Reciprocally, 57% of the WWEs are embedded within a convective MJO phases and 1% with suppressed phases (see also Table III.2). Due to the large amount of convective CRW phases (~360), less than 38% of convective CRW contain at least one WWE (Fig. III.8d). As for the MJO, a large part of the WWEs (70%) are embedded in convective CRW phases and very few (<1%) in suppressed ones.

In both cases, convective phases of MJO and CRW are not systematically associated with WWEs but much more from what would be expected with a random distribution, i.e. about 4 times more frequently. In addition, most of the WWEs occur within convective MJO and CRW phases, 3.5 times and 5 times more than would be expected from a random distribution, showing the high level of significance of these results. Conversely, almost no WWEs (less than 1%) occur when the MJO and/or CRW phase is not favourable. Overall, convective MJO/CRW phases encompass most of the WWEs while suppressed phases encompass almost none.

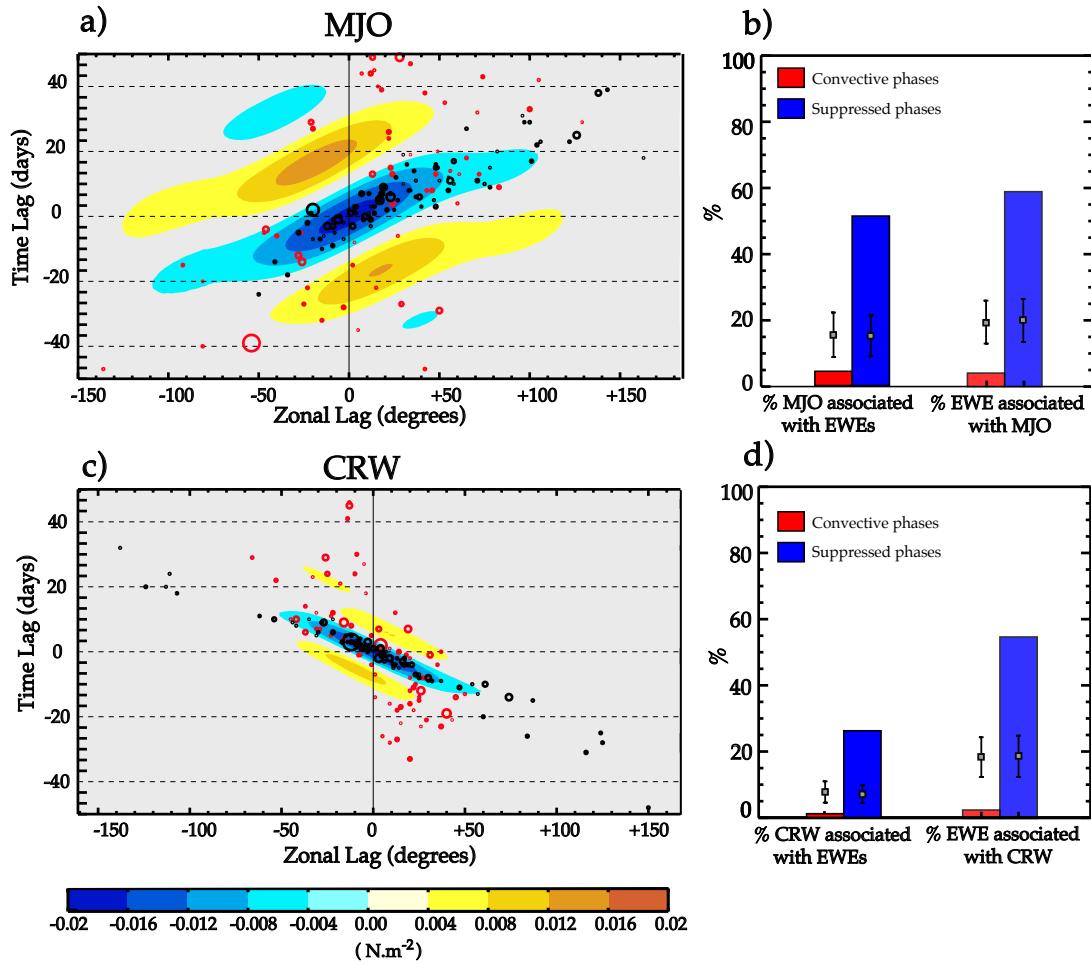


FIGURE III.9 – Same as Figure III.8 but for EWEs.

The diagnostics previously used for WWEs are now applied to describe the modulation of EWEs by the MJO and CRW as shown on Figure III.9. We only briefly summarize the results, due to the rather symmetrical nature of the relation between EWEs and CRW/MJO to that of WWEs. EWEs tend to cluster along the suppressed phases of both MJO and CRW (Fig. III.9a,c) and Figures III.9b,d indicate a strong tendency of EWEs to occur during suppressed phases of the MJO and CRW (56 and 53 % respectively, cf Table III.2, about three times more than if EWEs distribution was random) and a significant tendency of MJO (51%) and CRW (26%) suppressed phase to induce an EWE (also above three times more

that would be expected from a random occurrence of EWEs). Consistently with the weaker Rossby wave signal associated with the EWEs composite as compared to the WWEs composite (Fig. III.6), the relationship between EWEs and CRW is however weaker than that of WWEs, although still highly significant.

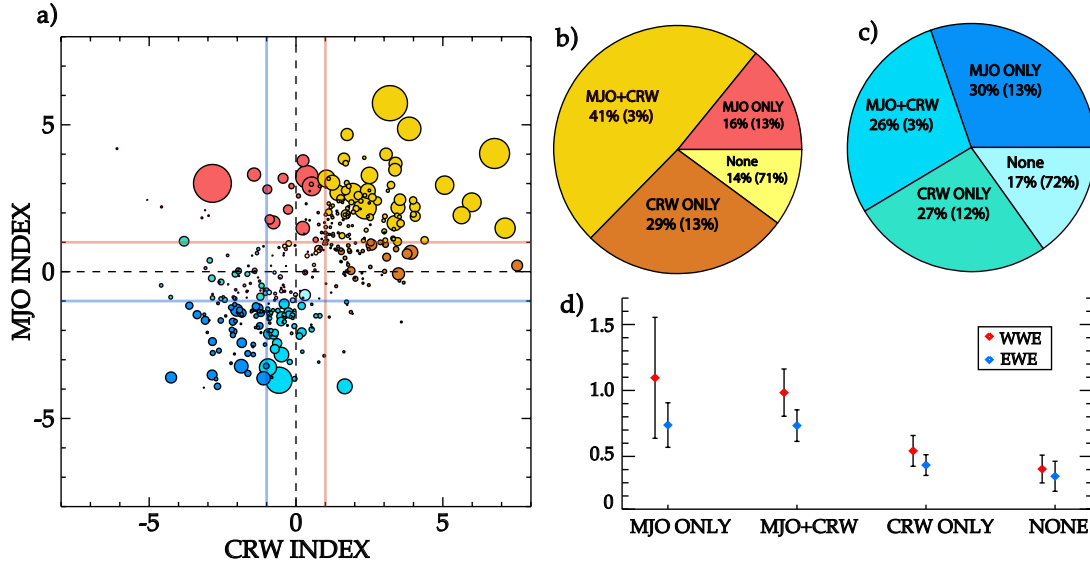


FIGURE III.10 – (a) Scatter diagram of MJO against CRW indices associated with each WWE (red-yellow tones) and EWE (blue tones). The size of the dots is proportional to the Wind Event Index (WEI). Red (blue) thin lines represent the threshold for active (suppressed) MJO phases (horizontal lines) and CRW phases (vertical lines). (b) Percentage of WWEs embedded in MJO only, CRW only, combined MJO and CRW convective phases. (c) Percentage of EWEs embedded in MJO only, CRW only, MJO and CRW suppressed phases. In (b) and (c), numbers in brackets indicate the percentages that would be expected from a random distribution of wind events (see text for details). (d) Composite value of WWEs and EWEs WEI for wind events embedded within a MJO only, CRW only, MJO and CRW convective and suppressed phase respectively, with whiskers corresponding to the 95% confidence interval.

Some WWEs occur during the co-occurrence of MJO and CRW convective phases, as for example the March 1997 WWE (Fig. III.3c,d). We now investigate the combined MJO/CRW relation with WWEs occurrence. Figure III.10a shows a scatterplot of the values of MJO against CRW indices at each wind event location, the size of the circle being proportional to the WEI. WWEs (shown in red/yellow/orange colours) tend to occur in the top right quadrant, corresponding to the co-occurrence of convective MJO and CRW phases (i.e. MJO and CRW normalized indices greater than 1). This relationship is further quantified on Fi-

figure III.10b, and in Table III.2 that provides an exhaustive contingency table of the percentage of wind events occurring in each MJO/CRW phases. 41% of WWEs occur during a combined MJO and CRW convective phase while only 3% would be expected from a random distribution of WWEs (Fig. III.10b, Table III.2). Similarly, 86% (i.e. 41%+16%+29%) of the WWEs occur during a MJO and/or CRW convective phase, when only 29% would be expected from a random distribution.

In addition to the effect of the MJO/CRW on WWEs occurrence probability, Figure III.10a suggests an influence of the MJO/CRW activity on the strength of the WWEs as measured by the WEI, with a tendency for larger WEIs (larger circles) in the upper right quadrant. Figure III.10d further confirms this visual impression : the WEI of WWEs associated with convective MJO phases is significantly larger than those associated with other atmospheric states at the 95% confidence level. This is probably due to the fact that WWEs embedded in MJO tend to have a longer fetch and a longer duration, hence increasing the WEI. This is not the case for WWEs associated with the smaller scale CRW convective phases alone, which are not significantly stronger than other cases (Fig. III.10d).

Similarly to WWEs, 26 % of the EWEs occur during concurrent suppressed MJO and CRW phases (Fig. III.10a,c, Table III.2), this is however weaker than the occurrence probability of WWEs during combined convective MJO and CRW phases (41%) but still highly significant, i.e. seven times more than what would be expected from a random wind event distribution. Only 17 % of EWEs are not associated with either suppressed MJO or CRW phases, more than four times less than expected from a random distribution. Finally, mirroring WWEs results, EWEs embedded within a suppressed MJO phase have a significantly larger WEI than other EWEs (Fig. III.10d).

In this section, we have shown that the rate of convective MJO and CRW phases with embedded WWEs and of WWEs within convective MJO and CRW phases are both much higher than what would be expected from a random distribution of wind events (Fig. III.10bc and Table III.2). In particular, almost half of the WWEs occur during concomitant MJO and CRW convective phases, i.e. fifteen times more than would result from a random distribution. On the other hand, only MJO events appear to statistically influence the WWE strength as measured by the WEI, with significantly higher WEI associated with convective phases of the MJO than in other large-scale atmospheric situations. This analysis also shows that

EWEs tend to behave symmetrically to their WWEs counterpart with regards to their relationship with MJO/CRW activity. However, our analysis reveals that EWEs have a weaker tendency to occur during CRW suppressed phase than the WWEs during CRW convective phase.

III.4.2 Sensitivity of the results

As mentioned in the Introduction, results from [Seiki et Takayabu \(2007a\)](#) and [Chiodi et al. \(2014\)](#) differ regarding the link between the MJO and wind events. [Seiki et Takayabu \(2007a\)](#) argued that 90% of their WWEs were associated with MJO convective events over the equatorial Pacific. [Chiodi et al. \(2014\)](#) agree, but also concluded that WWE occurrence probability is unchanged irrespective of whether the MJO is “active” (the envelope containing both convective or suppressed phases, cf Fig. III.4) or not. It is hence very important to assess the robustness of the wind events-MJO/CRW relationship with respect to the methodology. We will therefore evaluate in the following the sensitivity of our results to the atmospheric waves (MJO and CRW) detection method (section III.4.2.1) and to the wind event detection method (section III.4.2.2). For the sake of brevity, we only present results for the WWE-MJO link in this section, but a similar robustness is obtained when considering EWEs and/or CRW relation (not shown).

III.4.2.1 Sensitivity to the definition of the MJO phases

There are several other ways to characterize the Madden-Julian oscillation than the one used in the present study and derived from [Wheeler et Kiladis \(1999\)](#). These other options include the popular multivariate MJO index introduced by [Wheeler et Hendon \(2004\)](#) and used by [Chiodi et al. \(2014\)](#) to characterize the WWE/MJO relationship. This index consists of two time series RMM1(t) and RMM2(t) obtained through the first two principal components of the Empirical Orthogonal Functions analysis of the combined of near-equatorially-averaged 850 hPa zonal wind, 200 hPa zonal wind, and satellite-observed outgoing long-wave radiation (OLR) fields ([Wheeler et Hendon, 2004](#)).

Together, these two time series describe both the amplitude (RMM12+RMM22) and phase (position in the RMM1, RMM2 phase space) of the MJO, this phase being an indication the location of the MJO convective and suppressed phases. As our goal is to relate the occurrence of wind events to the MJO phase at the wind event position, these two time series (RMM1 and RMM2) have to be transformed into a single index, which is a function of longitude and time as for projections obtained using the [Wheeler et Kiladis \(1999\)](#) method. We thus use a multiple linear regression between intraseasonally-filtered equatorial wind stresses and RMM1 and RMM2 to generate $A(x)$ and $B(x)$ zonal structure functions and reconstruct the MJO induced wind stress variations as $WH_{MJO}(x, t) = A(x).RMM1(t) + B(x).RMM2(t)$. The resulting field is normalized by its standard deviation within 130 °E to 160 °W at the equator, as in section III.2.3.

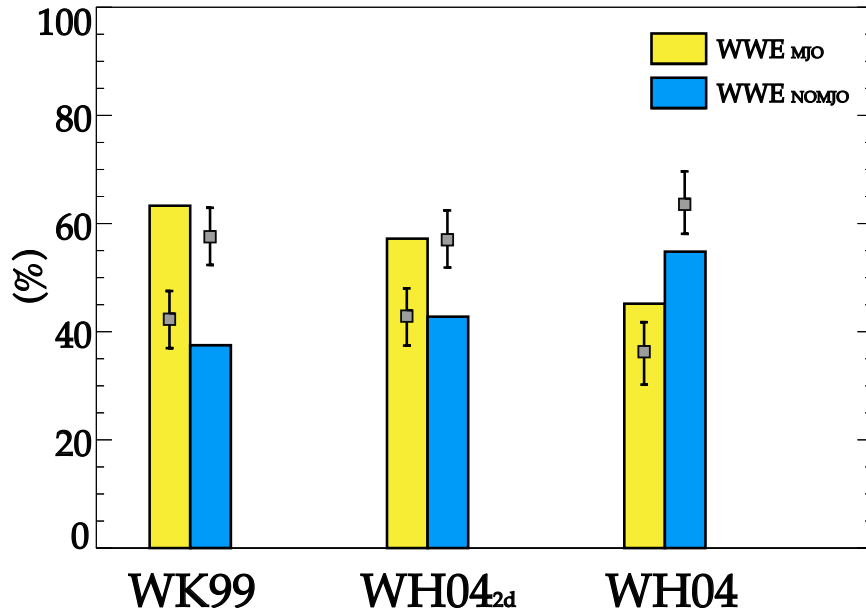


FIGURE III.11 – Percentage of WWEs embedded in MJO active periods (WWEMJO, yellow bars) and not embedded in MJO active periods (WWENOMJO, blue bars), i.e. the envelope containing both the convective and suppressed phases (see Figure III.4 for an illustration), for three MJO detection methods : [Wheeler et Kiladis \(1999\)](#), “spatialized” [Wheeler et Hendon \(2004\)](#) index (see section 4.2.1 for details) and [Wheeler et Hendon \(2004\)](#) index. The grey squares represent the percentages expected from a random distribution of wind events in time using a Monte-Carlo method (the whiskers indicate the 5 and 95% confidence interval around that number).

Figure III.11 shows the percentage of WWEs embedded in MJO active phasesactive periods (i.e. the envelope of convective and suppressed phases as illustrated on Fig. III.4b) obtained using several methods for MJO detection. The first column in this figure uses the Wheeler et Kiladis (1999) method used in the present paper and indicates that 62% of WWEs occurring during the MJO active period, while only 44% would be expected from a random distribution of wind events. While our results agree qualitatively with Seiki et Takayabu (2007a), they thus disagree with those of Chiodi et al. (2014). While Seiki et Takayabu (2007a) used band-pass filtered (10-100 days) potential velocity at 200 mbar in the vicinity of WWEs to characterize the MJO state, Chiodi et al. (2014) defined the MJO using the amplitude of the Wheeler et Hendon (2004) index. The sensitivity of the MJO/WWE relationship to the MJO definition is further illustrated on Figure III.11, which also shows the percentage of WWEs embedded in MJO active periods using the Wheeler and Hendon (2004) index (RMM) and a spatialized version of this index. To define the MJO using RMM, we did as in Chiodi et al. (2014) where the MJO is considered active when the RMM index amplitude is >1 for at least 20 consecutive days and inactive when not. The larger rate of WWEs occurrence within MJO active phasesactive periods than if WWEs were occurring randomly is verified with the three indices, although it is hardly significant when using the Wheeler et Hendon (2004) index. The differences between our results and Chiodi et al. (2014) are hence probably due to the use of the Wheeler et Hendon (2004) index in their study. Using a one-dimensional MJO index such as RMM led to a far less significant relationship between WWEs and the MJO compared to indices with a much larger number of degrees of freedom such as Wheeler et Kiladis (1999). While indices such as Wheeler et Hendon (2004) capture the MJO activity at global scale, they indeed do not necessarily accurately depict more local MJO signals over the Pacific warm pool.

Our results may not only be sensitive to the MJO detection method but also to the threshold used to characterize the MJO state (suppressed, neutral or convective). Figure III.12a shows the percentage of WWEs embedded in MJO convective and active phasesactive periods, when the MJO convective phase threshold varies from 0.4 to 1.9 standard deviations using the Wheeler et Kiladis (1999) MJO detection method. When this threshold increases,

the number of MJO convective and active phases active periods decreases, and the percentage of WWEs associated with a convective MJO phase thus also decreases. However, this percentage always remains above what would be expected from a random distribution of WWEs.

It is also interesting to note that while the percentage of WWEs embedded in a MJO active period (yellow bars on Fig. III.12a) is close, although still significantly higher, to what could be expected from a random distribution for low MJO thresholds (std lower than 1), this percentage is more than twice larger than for a random distribution using more stringent MJO thresholds (std larger than 1). This illustrates that the tendency of active MJO events to favour the occurrence of WWEs is more pronounced for MJO events of large amplitude. Figure III.12b depicts the percentage of MJO convective phases that contain at least a WWE, when the MJO convective phase criterion varies from 0.4 to 1.9 standard deviations. This percentage increases from 50% (for weak MJO, 0.4 std) to more than 80% (for strong MJO, 1.9 std), illustrating again that the strongest MJO are very likely to contain at least one WWE. In addition, the percentage of MJO convective phases that contain at least one WWE is always significantly larger (up to four times) than the one expected from a wind event random distribution. Similar results are also obtained when using the Wheeler and Hendon (2004) MJO detection method (not shown). Overall, our results about the relationship between wind events and the MJO/CRW are hence robust, irrespective of detection method and the choice of MJO and CRW detection criteria.

III.4.2.2 Sensitivity to wind events criteria

Another source of sensitivity of our results may arise from the criterion used for the wind events detection method, which varies significantly from one study to another (Table III.1). In this subsection, we therefore assess the sensitivity of our results with respect to this criterion. Figure III.12c shows the percentage of WWEs associated with MJO convective and active phases active periods, for a WWE detection criterion ranging from 0.02 N.m⁻² to 0.08 N.m⁻². First, WWEs occur more frequent during convective and active MJO phases than what would be expected from a random WWE distribution whatever the WWE criterion selected. Second, the percentage of WWEs associated with MJO convective and active phases active periods increases when the WWE magnitude threshold increases, a clear in-

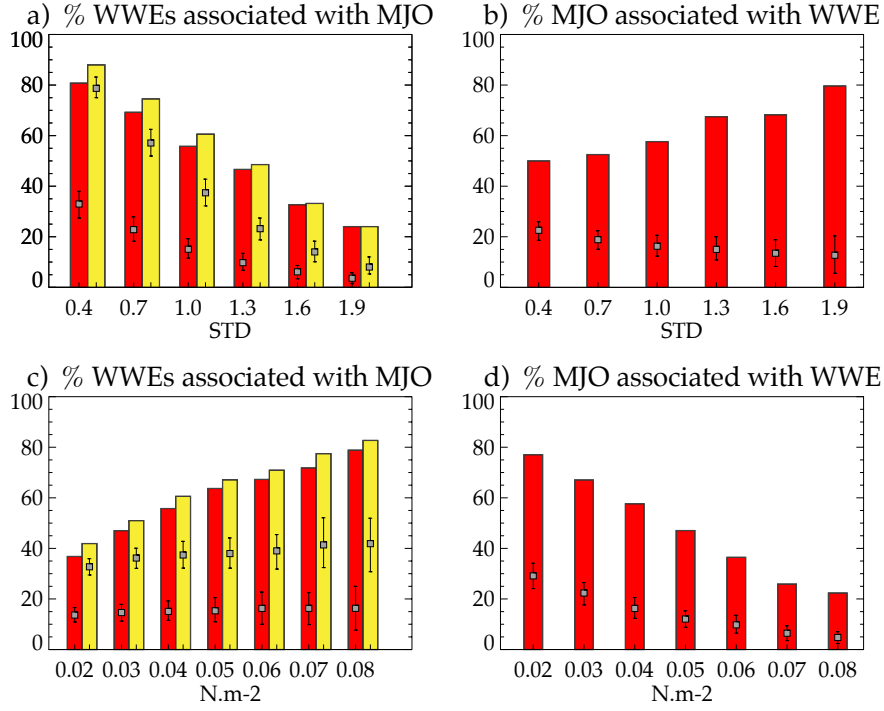


FIGURE III.12 – (Left) Percentage of WWEs embedded in a convective (red bars) and an active period (yellow bars) MJO phase and (right) percentage of convective MJO phases with at least a WWE as a function of increasing wind stress criterion for (upper) WWEs selection and (lower) MJO phases selection. The grey bars indicate the value that would be expected from a random distribution of wind events (see text for details).

dication that stronger WWEs are more systematically associated with MJO convective and active phases active periods than weaker ones, as suggested by [Seiki et Takayabu \(2007a\)](#). Figure III.12d further shows percentage of MJO convective phases containing at least a WWE, for a WWE detection criterion ranging from 0.02 N.m-2 to 0.08 N.m-2. This panel illustrates that convective MJO phases are more associated with WWEs than would be expected from a random WWE distribution holds for various choices of the detection threshold. Overall, our main results about the relationship between wind events and the MJO/CRW are hence robust, irrespective of the choice of wind event detection criterion.

III.5 Relationship between interannual variations and wind events

Previous studies generally agree on the tendency of WWEs to be more likely prior to and during most El Niño events (Harrison et Vecchi, 1997; Eisenman *et al.*, 2005; Seiki et Takayabu, 2007a; Chiodi *et al.*, 2014), i.e. when the warm pool is anomalously extended eastward. Chiodi et Harrison (2015) suggest that EWEs also vary with ENSO state, with an increased probability of EWEs occurrence during La Niña conditions. In the aforementioned studies, WWEs were detected from zonal wind or wind stress anomalies with respect to the mean seasonal cycle, while we detect wind events based on intraseasonally-filtered wind stress (see Table III.1). In the following section, we will assess the implication of the way the wind events are defined on their relationship with background interannual SST variations.

III.5.1 Robustness of wind event interannual modulation

The way wind events are defined can indeed strongly bias the ENSO-wind event relationship, because the zonal winds display strong ENSO-related interannual variability (i.e. easterly anomalies during La Niña and westerly anomalies during El Niño) and wind events identification schemes based on interannual anomalies by construction detect more WWEs during El Niño years. This methodological caveat is illustrated on Figure III.13 that compares wind events detected either with intraseasonal anomalies or anomalies relative to the seasonal cycle during the 1998-1999 La Niña and 1997-98 El Niño. During La Niña conditions, the negative interannual anomalies favour the detection of EWEs when wind events are detected based on interannual anomalies using the same thresholds. Symmetrically, more WWEs are detected during El Niños when using a detection method based on anomalies with respect to the mean seasonal cycle.

Comparing Figure III.14a and 12b allows illustrating the differences in the WWEs detected using intraseasonal anomalies as in the present study (hereafter “WWEINTRA”) or from interannual anomalies as in most previous studies (hereafter “WWEINTER” detection). Both WWEs detection methods yield WWEs that mostly occur in the western pacific,

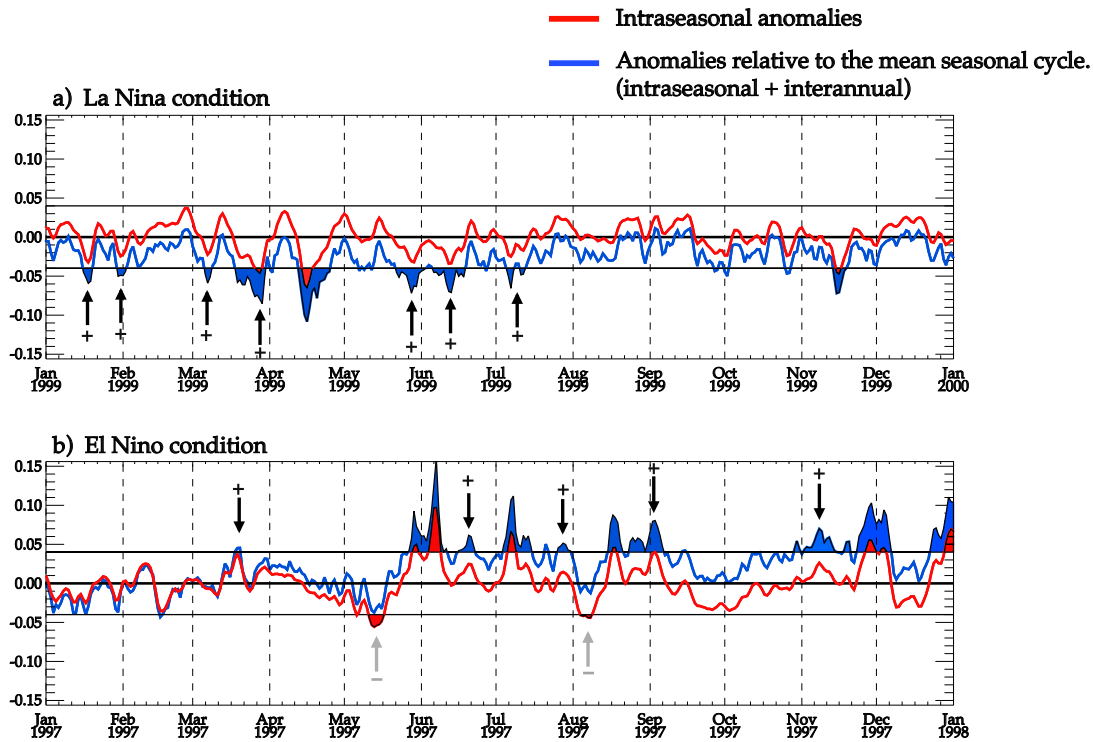


FIGURE III.13 – Time series of zonal wind stress intraseasonal (red) and interannual anomalies (blue) in the $[5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}; 155^{\circ}\text{E}-180^{\circ}]$ box during (a) the 1998-99 La Niña and (b) 1997-98 El Niño. The horizontal black lines indicate the -0.04 and 0.04 N.m^{-2} thresholds used to detect EWEs and WWEs. Areas filled in blue indicate the detected wind events using anomalies with respect to the seasonal cycle and areas filled in red with intraseasonal anomalies. Wind events detected only with the method based on anomalies with respect to the seasonal cycle are labelled by an arrow with a plus while wind events detected only detected when using a detection method based on intraseasonal anomalies are labelled by an arrow with a minus.

west of the WPEE and follow WPEE interannual displacement. These panels also suggest that strongest WWEs in terms of WEI occur when the WPEE is shifted to the east. This comparison therefore suggests that the WWEs relationship with background SST interannual variations is not qualitatively affected by the WWEs detection method.

A more quantitative assessment of the sensitivity relationship to the WWEs detection method is further provided on Figure III.14cd, which shows the zonal distribution of WWEs occurrence probability as a function of the WPEE position for the WWEINTRA (Fig. III.14c) and WWEINTER (Fig. III.14d) detection methods. The WWEs occurrence probability is computed as the ratio of the total duration of WWEs for a given longitude and position of

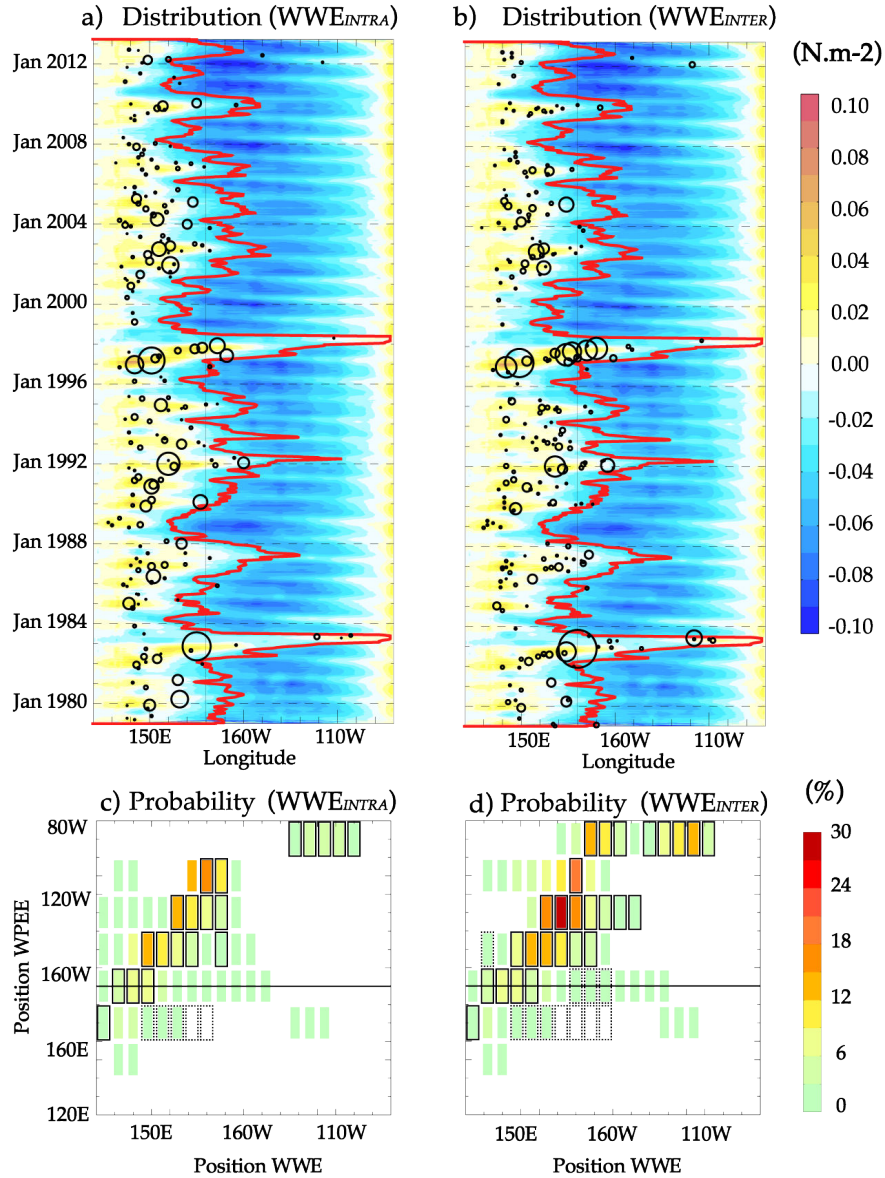


FIGURE III.14 – (Top) Average 2 N-2°S time-longitude section of 90-day low-pass filtered zonal wind stress over 1979-2012, with circles indicating WWEs detected using (a) intraseasonal zonal wind stress anomalies (referred as WWEINTRA) and (b) anomalies relative to a mean seasonal cycle (referred as WWEINTER; see beginning of section 5.1 for more details). The size of the circles is proportional to the Wind Event Index the red line indicate the eastern edge of the warm pool. (Bottom) Zonal distribution of the WWE occurrence probability (%), as a function of the position of the eastern edge of the warmpool for (c) WWEINTRA and (d) WWEINTER. The WWEs occurrence probability (%) is computed as the ratio of the total duration of WWEs for a given longitude and position of the WPEE to the total number of days for which the WPEE is at this longitude. Black solid (dashed) boxes represent bins where the wind event occurrence probability is significantly higher (lower) than what would be expected with a random distribution at the 95% confidence level. The black line indicates the mean position of the warm pool eastern edge.

the WPEE to the total number of days for which the WPEE is at this longitude. The WWEINTRA method yields WWE that are on average 3 times more likely to occur in the central Pacific when the warm pool extends eastward of the date line, and less likely to occur when the warm pool is restricted to the far western Pacific (Fig. III.14c). This is consistent with previous studies (Lengaigne *et al.*, 2003a; Eisenman *et al.*, 2005; Vecchi *et al.*, 2006; Gebbie *et al.*, 2007) which argued that the eastward expansion of the warm pool eastward increases the areal extent of warm water over which subsequent WWEs can force the ocean, and result in further interannual WPEE eastward expansion. Comparing Figure III.14c with Figure III.14d however clearly illustrates that detecting WWEs from anomalies with respect to the mean seasonal cycle artificially enhance the modulation of WWEs by ENSO. WWEINTER are indeed four times more likely to occur when the warm pool is shifted east the date line (Fig. III.14d), compared to three times more likely for WWEINTRA (Fig. III.14c). Similarly, WWEINTER are three times less likely when the warm pool is displaced in the far western Pacific as compared to two times less likely for WWEINTRA. Despite this sensitivity, these results however indicate that the WWEs occurrence modulation by the warm pool position is a robust feature, whatever detection method is used.

An analysis similar to Figure III.14 is provided on Figure III.15, but for EWEs. Comparing Figure III.15a and III.15b reveals that, in contrast to WWEs, the method used to detect EWEs strongly alter the ENSO-EWEs relationship : while EWEINTER tend to cluster just east of the WPEE during La Niña events and nearly vanish during El Niño events (Fig. III.15b), in line with Chiodi and Harrison (2015) results, EWEINTRA do not exhibit any clear modulation by interannual SST variability (Fig. III.15a). Comparing Figure III.15c with Figure III.15d further confirms that the EWEs relationship with interannual background SST is very sensitive to the EWEs detection method. The significant link between interannual SST variability and EWEINTER evident on Figures III.15d disappears completely when considering EWEINTRA (Fig. III.15c). The implications of this asymmetry between EWEs and WWEs occurrence in terms of their relation with ENSO variability will be further discussed in section 6.3.

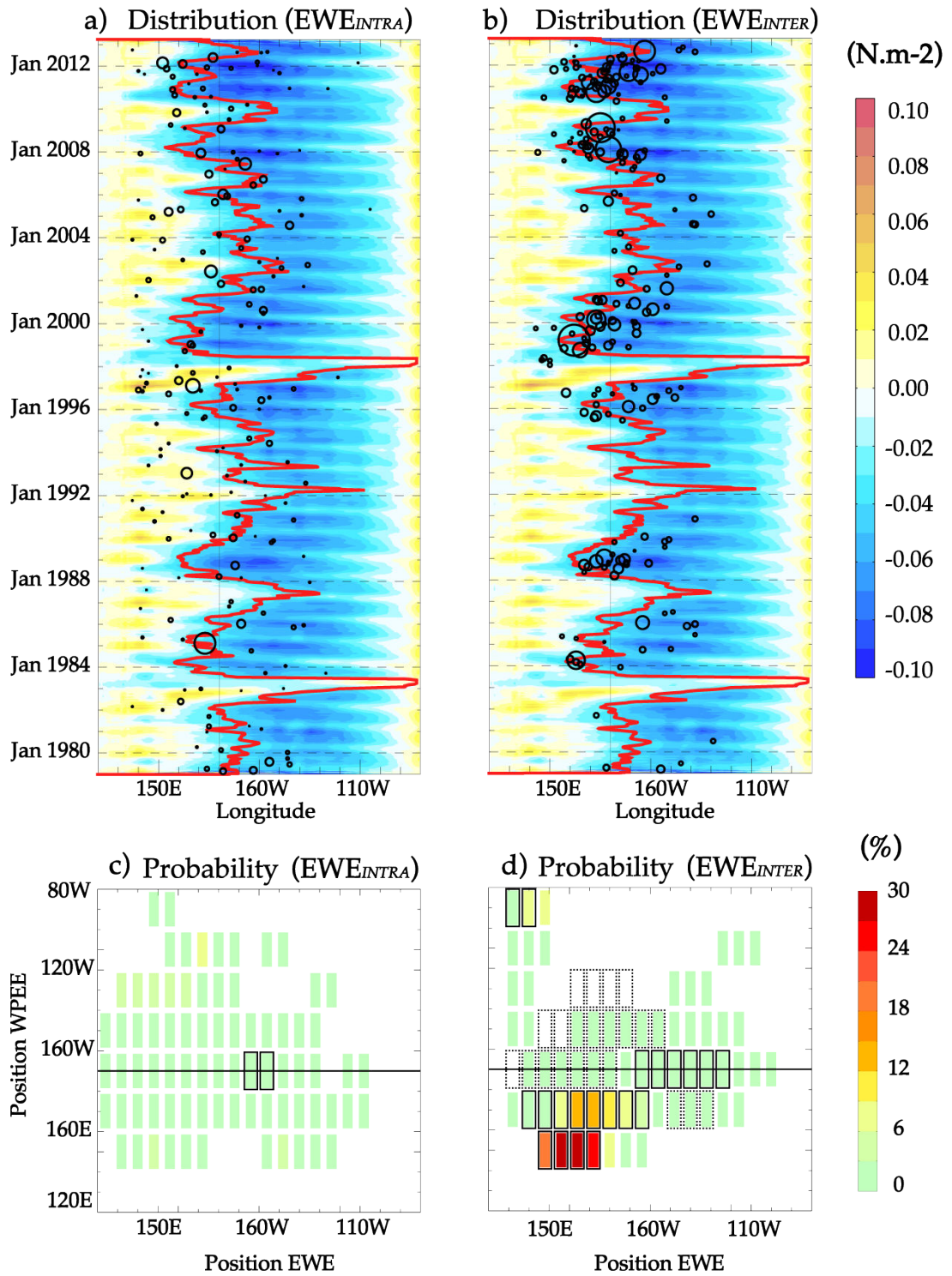


FIGURE III.15 – Same as Figure III.13 but for EWEs.

III.5.2 Modulation of wind events by MJO/CRW interannual variations

[Seiki et Takayabu \(2007a\)](#) did not find any relationship between the MJO and WWEs occurrence at interannual timescale. In this subsection, we re-examine their result and explore if interannual MJO and/or CRW variations contribute to the wind events modulation at interannual timescales. Following a similar strategy to that described in [Hendon et al. \(2007\)](#), we define an interannual MJO activity index (MJOinter) as the standard deviation of the MJO index defined in section 2 over a 90 day sliding window, averaged over the western Pacific (120 °E–155 °). The mean seasonal cycle of that index is then removed to highlight interannual variations of the MJO activity. A similar index is computed for CRW activity (CRWinter). Figure [III.16ab](#) shows these two indices, along with the WEI of each EWE and WWE in the 120 °-155 °E region.

As suggested by Figure [III.3c,d](#), Figure [III.16a,b](#) confirms that the MJO and CRW activity was anomalously strong during the onset of the 1997 El Niño event and associated with intense WWEs activity. But this relationship does not hold for every El Niño event : for instance, the strong WWEs activity preceding the 1992 El Niño is barely associated with any anomalous MJO activity. Over the entire period, we however find a 0.51 correlation between the WWEs WEI and the synchronous MJO activity index at interannual timescales (Fig. [III.16ab](#)). The relationship between wind events and CRW interannual variability is weaker, with a 0.41 correlation. The sum of the MJO and CRW indices further increases this correlation to 0.6 (Fig. [III.16c](#)). These correlations are all statistically significant at the 95% significance level (one-tailed t-test with the numbers of effective degrees of freedom estimated as in [Livezey et Chen \(1983\)](#)) and remain significant when the strong 1997-98 El Niño period is not taken into account. This indicates that wind events tend to be stronger, have a larger fetch or last longer (three factors that contribute to the WEI) during periods of anomalously high interannual MJO and/or CRW activity. Part of the of the WWEs intensity interannual variability can thus be interpreted as resulting from interannual variations of the MJO and CRW activity (either internal or ENSO-driven). This relation however does not hold for WWEs located in the central/eastern pacific, nor for EWEs (not shown).

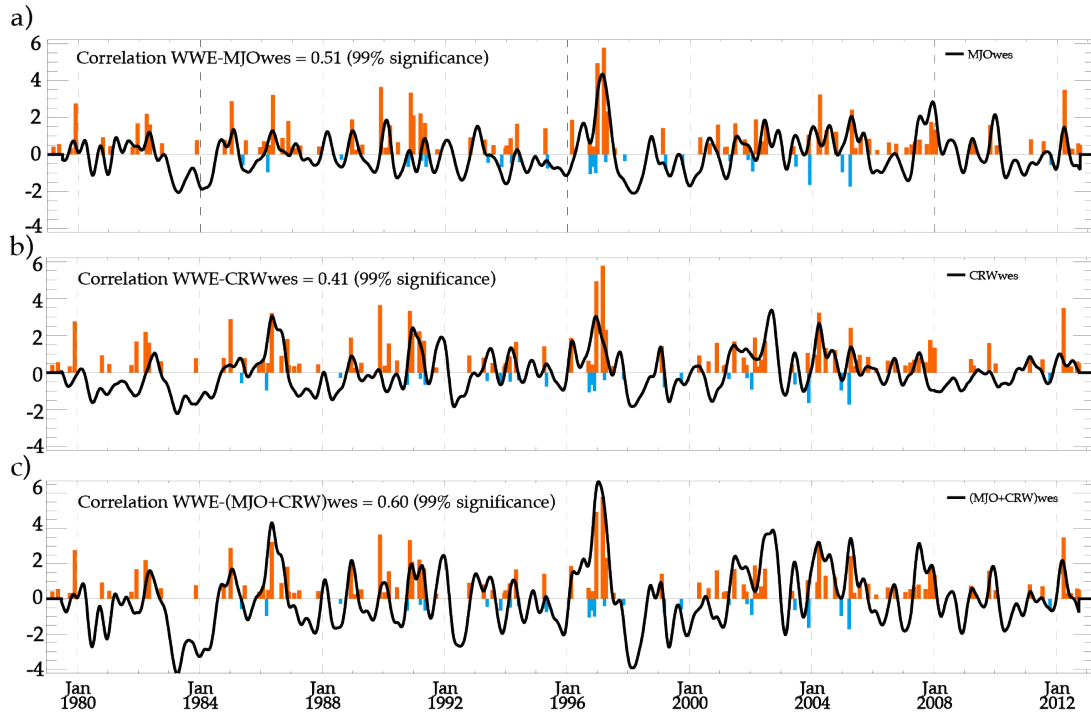


FIGURE III.16 – Time series of (a), MJO, (b) CRW and (c) MJO+CRW interannual activity indices (see text for details) in the western Pacific [120°E-155°E], with the WEI value for each WWE (orange) and EWE (blue) in the same box overlaid. WEI values are correlated at 0.51 with the MJO, 0.41 with the CRW and 0.60 with the MJO+CRW interannual activity index for WWEs, while this correlation is insignificant for EWEs

III.6 Summary and discussion

Several studies have proposed that WWEs, and more recently EWEs, influence the ENSO cycle. The question whether these short-lived episodic wind events occur randomly or are to some extent modulated by large-scale modes, such as ENSO at interannual timescales or the Madden Julian oscillation at intraseasonal timescales, is important, because such a control could potentially increase wind events predictability and therefore ultimately improve ENSO prediction. Several papers already addressed the relationship between WWEs and large-scale variability, sometimes leading to contradictory results. The present paper aims at revisiting this question.

III.6.1 Main wind events characteristics

In the present study, we use a WWEs/EWEs detection method applied to intraseasonal wind stress anomalies from TropFlux data from 1979 to 2012. Identifying wind events based on wind stress rather than wind speed was implemented in order to focus on events with a potentially strong oceanic impact. To this end, we also focus on wind events that exhibit rather large-amplitude, long duration and large zonal fetch, using the rather conservative thresholds of 0.04 N.m⁻², 5 days and 10 °. In agreement with previous studies, we show that WWEs occur in the western Pacific, usually west of the eastern edge of the warm pool, and more frequently in boreal winter than in boreal summer. While EWEs are to a large extent the easterly counterpart of WWEs, they also show distinctive features. Compared to WWEs, they tend to occur further east, i.e. in the vicinity of the dateline. Exceptionally strong EWEs are also less frequent than exceptionally strong WWEs.

III.6.2 Relationship with atmospheric waves

While a large body of literature suggest that MJO events modulate the intensity and frequency of WWEs over the western Pacific (Lau *et al.*, 1989; Yu et Rienecker, 1998; McPhaden, 1999), the only two studies that assessed quantitatively the WWEs/MJO relationship led to contradictory results : while Chiodi *et al.* (2014) argued that the WWEs probability of occurrence does not change if the MJO is active or not, Seiki et Takayabu (2007a) concluded that large-amplitude active MJO phases increase the WWEs probability of occurrence. Our results unambiguously demonstrate that the WWEs probability occurrence significantly increase during the convective MJO events, with 57% of WWEs embedded in a MJO convective phase (Table 2). In addition, our results indicate that 62% of WWEs occurs during the MJO active period (i.e. the envelope containing both convective or suppressed phases), while only 44% would be expected from a random distribution of wind events. Our results therefore support Seiki et Takayabu (2007a). We further suggest that the disagreement between Seiki et Takayabu (2007a) and Chiodi *et al.* (2014) can largely be explained by the different methodologies used to define MJO events in these two studies : while Seiki et Takayabu

(2007a) used an index in the vicinity of WWEs to characterize the MJO state, the Wheeler and Hendon (2004) index used by Chiodi *et al.* (2014) is meant to capture the MJO activity at global scale and may not accurately depict the more local MJO signals over the western Pacific.

In addition to MJO activity, previous studies also argued that WWEs were frequently associated with cyclone pairs (Keen, 1982; Harrison et Giese, 1991; Yu et Rienecker, 1998). Seiki et Takayabu (2007a) further suggested that these cyclone pairs are the surface signatures of enhanced atmospheric Rossby waves activity during WWEs occurrence, but did not quantify this relationship. Our results reveal that the WWEs probability occurrence significantly increases with CRW activity, with 70% of WWEs embedded during a CRW convective phase (Table III.2). In addition, we show that about half of WWEs also occur during a combined CRW and MJO convective phase, i.e. about fifteen times more than what would be expected from a random distribution of WWEs (3%, Table III.2). Results from the present study also demonstrate that EWEs largely mirror WWEs in their relationship to MJO/CRW activity : EWEs occur more frequently than would be expected from a random distribution during the suppressed phase of MJO and CRW (and like for WWEs, this results also holds for active phases active periods as a whole ; not shown). The association between EWEs and large-scale atmospheric waves is however weaker than for WWEs. A weaker proportion of EWEs (53%) for instance occur during CRW suppressed phase, as compared with WWEs occurring during CRW convective phases (70%, Table III.2).

III.6.3 Relationship with ENSO

In this study, we have also assessed the robustness of the link between wind events occurrence probability and ENSO-related warm pool movements. The increased number of WWEs prior and during El Niño warm events has been noted by numerous studies (Verbitskas, 1998; Kerr, 1999; McPhaden, 2004; Eisenman *et al.*, 2005) ; (Seiki et Takayabu, 2007a). Chiodi et Harrison (2015) also indicated a mirror relationship for EWEs, with an increased EWEs probability during La Niña events. In those studies, wind events were detected from anomalies with regards to the mean seasonal cycle. This method may however bias the ENSO-wind event relationship, because El Niño positive and la Niña negative zonal wind

stress low frequency anomalies will favour more WWE and EWEs detections respectively (see Fig. III.13). We revisited these results using a wind event detection method based on intraseasonally filtered wind stress (i.e. that do not include the interannual component for the wind event detection). Our results show that detecting WWEs from intraseasonal anomalies still yields an increasing WWEs occurrence probability when the warm pool is displaced eastward during El Niño events, and a decreasing WWEs probability during La Niña events. We also demonstrate that WWEs tend to be stronger during periods of anomalously high interannual MJO and/or CRW activity, indicating that part of the interannual variability of the WWEs intensity can be interpreted as resulting from interannual variations of the MJO and CRW activity (either driven randomly or by the ENSO-related interannual modulations of the warm pool extension). In contrast, this relationship with ENSO completely vanishes when EWEs are detected based on intraseasonal wind stress anomalies. Our results hence underline the robustness of the ENSO-WWEs relationship but question ENSO-EWEs relations.

Several studies have shown that WWE-driven eastward displacement of the WPCE enhance the probability of further WWEs (Perigaud et Cassou, 2000; Lengaigne *et al.*, 2003a, 2004b; Vecchi *et al.*, 2006; Gebbie *et al.*, 2007). Using state-dependent instead of additive stochastic forcing in simple (Jin *et al.*, 2007), intermediate (Eisenman *et al.*, 2005; Perez *et al.*, 2005), hybrid (Gebbie *et al.*, 2007) and general circulation models (Lopez *et al.*, 2013) increases ENSO amplitude (Eisenman *et al.*, 2005; Gebbie *et al.*, 2007) and affects its predictability. The ENSO-dependent nature of the wind events stochastic forcing is thus critical to ENSO properties (Lengaigne *et al.*, 2004b; Vecchi *et al.*, 2006; Eisenman *et al.*, 2005; Gebbie *et al.*, 2007; Gebbie et Tziperman, 2009b,a). While the present study further confirms the ENSO-dependent nature of WWEs, the EWEs state dependence suggested by Chiodi et Harrison (2015) strongly depends on the way EWEs are defined and is hence less robust than for WWEs. When considered as purely intraseasonal events, EWEs cannot be considered as a state-dependent forcing, making their impact on the coupled system probably less likely than that of WWEs. On the other hand, the increased EWEs frequency obtained on the basis of interannual anomalies detection during La Niña could also be interpreted as EWEs being the cause of La Niña trade strengthening. The absence of relationship between ENSO and EWEs defined as purely intraseasonal events however suggests that EWEs may interact less

with their large-scale environment than WWEs. The WWEs energetics analysis of [Seiki et Takayabu \(2007b\)](#) suggest that interaction with the large-scale environment contributed to the increase in kinetic energy close to the equator during WWEs. A similar study for EWEs may allow understanding why they interact less with the large-scale environment.

III.6.4 Conclusion and perspectives

We showed that westerly and easterly wind events occur significantly more frequently during the active period of the MJO and CRW. We also confirmed that WWEs occurrence is robustly modulated by the ENSO-related interannual displacements of the warm pool, while the dependence of EWEs probability occurrence on interannual variability is highly sensitive to the wind event detection method. These findings may however not result in a drastic improvement of wind events predictability. MJO events remain rather poorly predicted beyond 10 days lead time ([Rashid et al., 2010](#)) and the CRW predictability remain unknown.

In addition, only stronger MJO events are almost systematically associated to wind events, while considering all events yields a wind event occurrence probability of only 40 to 50%. As a result, there is only a limited potential for wind event predictability at intraseasonal timescales. The improvement of WWEs predictability resulting from their relationship with ENSO may also be limited. The recent 2014 Pacific evolution is a good illustration of this. Early 2014 was indeed characterized by an anomalously high ocean heat content and two strong WWEs that triggered an eastward displacement of the warm pool and strong downwelling Kelvin waves, in a very similar way to during the onset of the 1997 El Niño event. The similarities between these two periods prompted a number of experts to wonder if an El Niño matching the extreme 1997/98 El Niño could develop in 2014. However, the similar eastward shift of the warm pool in the first months of 1997 and 2014 did produce very different WWEs sequences. While several WWEs occurred in boreal spring and summer 1997 and contributed to the ENSO growth, no subsequent WWEs occurred from April to July in 2014, ruling out the possibility of a strong El Niño at the end of 2014 ([Menkes et al., 2014](#)). The reason behind the different atmospheric responses to a similar warm pool eastward shift is a key issue to be addressed.

These results echo the modelling results of [Lengaigne *et al.* \(2004b\)](#) who suggested that a strong WWE-driven displacement of the warm pool in the early part of the year could result in very different El Niño amplitude. The stochastic part of the WWEs occurrence during El Niño onset phase may therefore be large enough to strongly affect the subsequent El Niño evolution and may therefore be an intrinsic limitation of the predictability of ENSO amplitude. Assessing the predictability of WWEs occurrence therefore deserve further investigation.

Acknowledgments We acknowledge fruitful discussions with Andy Chiodi and Ed Harrison. This work was partially funded by the Agence Nationale pour la Recherche ANR-10-Blanc-616 METRO project. We also thank the reviewers for their comments that helped clarifying this manuscript. Martin Puy is funded by a Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche (MESR) PhD grant. Jérôme Vialard and Matthieu Lengaigne are funded by Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Eric Guilyardi is funded by the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS, France) and by the National Centre for Atmospheric Science (UK).

Modulation de la réponse aux coups de vent par les conditions océaniques

Dans le chapitre précédent, nous avons vu que les caractéristiques des coups de vent étaient modulées par la MJO et les CRWs. Les coups de vent ayant potentiellement un impact océanique fort (c.-à-d. dont le « Wind Event Index » ou WEI est grand, en valeur absolue) se produisent préférentiellement pendant les phases convectives de MJO. La réponse en niveau de la mer (de sens opposé pour la thermocline) à un WWE dépend principalement de son WEI (Figure IV.1a). Ce n'est cependant pas le cas lorsque l'on s'intéresse à sa réponse en température de surface (Figure IV.1b), d'autres facteurs, différents des caractéristiques des WWEs, sont alors nécessaires pour prévoir cette réponse. L'état de l'océan au moment du coup de vent est en effet susceptible de moduler l'amplitude de la réponse océanique des coups de vent. On peut par exemple s'attendre qu'une couche mélangée profonde donne lieu à une réponse en courant moins forte qu'une couche mélangée fine, qui concentrerait le flux de quantité de mouvement en surface. Les études de [Schopf et Harrison \(1983\)](#) et [Harrison et Schopf \(1984\)](#) ont mis en évidence cette modulation de la réponse océanique dans un contexte très idéalisé. Ils ont montré que l'intensité du réchauffement qui se produit dans le Pacifique central les jours suivant l'occurrence d'un WWE dépend fortement des caractéristiques du gradient zonal de température de surface. On s'attend par exemple à une réponse plus intense en hiver boréal lorsque le gradient est plus fort qu'en été boréal lorsque le gradient est plus faible. On peut alors se demander si ces variations saisonnières de la réponse en SST à un WWE jouent un rôle dans le développement d'évènement El Niño. En effet, la température moyenne dans le Pacifique central est proche

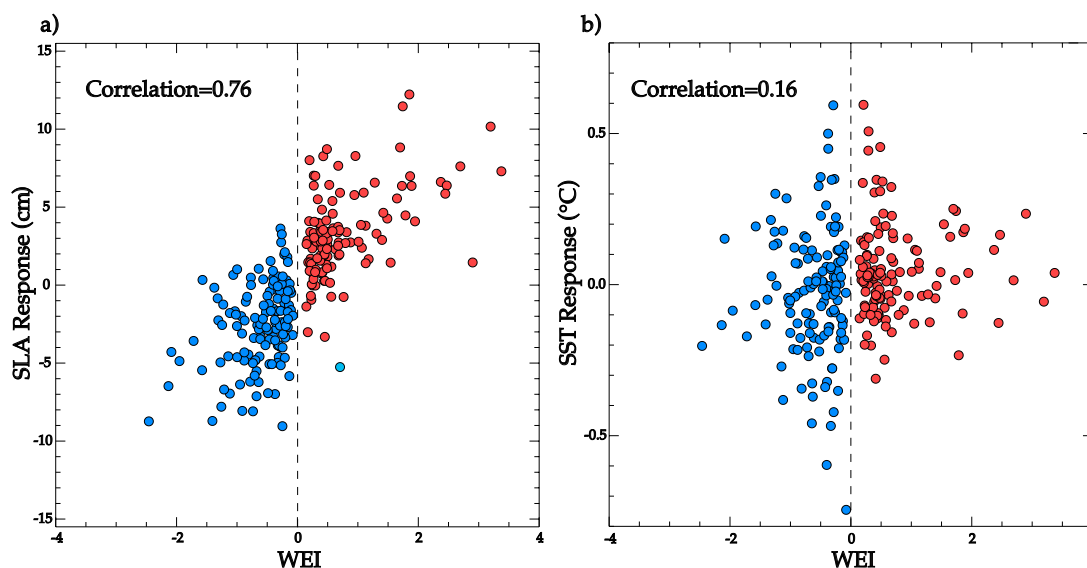


FIGURE IV.1 – Scatterplot du WEI (issue de la série de WWE, défini dans le Chapitre 2) et de la réponse en anomalies de (a) niveau de la mer et (b) température de surface moyenné le long de la trajectoire des ondes de Kelvin (la même méthode que pour la figure III.5 a été appliqué) pour chaque WWE.

du seuil de conditions nécessaires pour le développement de la convection profonde atmosphérique (p. ex. [Graham et Barnett, 1987](#)). De petites variations de SST peuvent donc y engendrer une forte réponse atmosphérique. Il semble donc nécessaire de mieux comprendre comment les conditions océaniques peuvent moduler la réponse en SST au coup de vent et si ce contrôle par l'état de l'océan peut être une source supplémentaire de prévisibilité.

Synthèse de l'article

Ce chapitre est basé sur un manuscrit soumis à Climate Dynamics et joint ci-après. J'y tire parti de l'amélioration des modèles océaniques et des produits de tension de vent pour quantifier précisément les mécanismes océaniques qui modulent les caractéristiques de la réponse en SST aux WWEs dans un cadre relativement réaliste. En utilisant une stratégie de simulation originale, nous montrons que la variabilité océanique aux échelles saisonnière et interannuelle entraîne une grande diversité dans l'amplitude, le timing ainsi que la localisation des anomalies de SST générées par les WWEs. Une simulation de référence («REF») de 31 ans (1980-2011) est réalisée en forçant le modèle océanique NEMO v3.2 par des flux

de surface variant aux échelles saisonnière et interannuelle. À partir de cette simulation qui représente de manière réaliste le cycle saisonnier et interannuel des variations dans le Pacifique tropical, des simulations perturbées («WWE») sont ensuite réalisées en ajoutant à ce forçage des WWEs synthétiques dont les caractéristiques sont établies à partir d'un composite des plus forts WWEs dans les observations (un coup de vent semblable à celui qui a « mis le feu aux poudres » en mars 1997). Un coup de vent identique est appliqué dans le pacifique ouest tous les trois mois sur l'ensemble de la période couverte par la simulation «REF» (124 WWEs de 1980 à 2011). Afin d'éviter un effet cumulatif des coups de vent, chaque coup de vent est ajouté dans une expérience initialisée à partir de la simulation «REF» juste avant le coup de vent. Le coup de vent appliqué étant identique, la diversité des réponses océaniques ne résulte plus que de la variabilité saisonnière et interannuelle de l'océan.

La figure IV.2 montre la réponse moyenne et l'écart type associé à la moyenne des anomalies de SST, courant zonal et profondeur de thermocline associée aux 124 WWEs idéalisés. La réponse en SST se caractérise par un refroidissement dans le Pacifique ouest et un réchauffement dans le Pacifique central et est (Figure IV.2a). Un fort courant zonal apparaît juste à l'est du WWE puis diminue tout en se propageant vers l'est sous la forme d'une onde de Kelvin. (Figure IV.2b). Cette onde de Kelvin est particulièrement visible sur les anomalies de profondeur de thermocline (Figure IV.2c). C'est résultats ne sont pas surprenant est ont déjà été observé lors de précédentes études. C'est plutôt la diversité qui se cache derrière ces composites qui nous intéresse. La théorie des ondes équatoriales fonctionne très bien pour prédire la réponse dynamique à un coup de vent, c'est pourquoi on observe que très peu de variation autour de la moyenne pour les anomalies de courant zonal et profondeur de la thermocline (Figure IV.2e-f). La réponse en SST est quant à elle bien plus variable (avec des valeurs d'écart-type aussi grandes que la réponse moyenne dans le Pacifique central et est, cf figure IV.2d).

Un bilan de chaleur intégré sur la couche mélangée océanique nous a permis de comprendre et quantifier les mécanismes impliqués dans la réponse océanique moyenne, ainsi que sa modulation par les conditions océaniques.

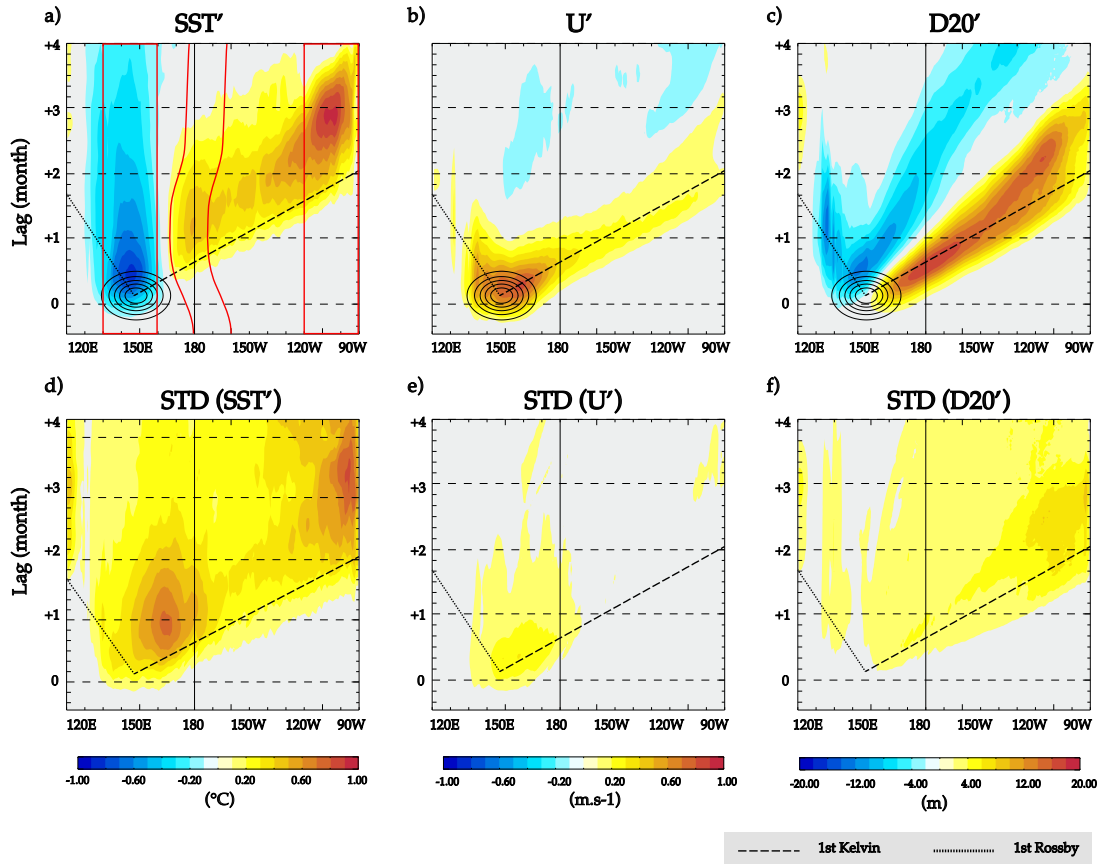


FIGURE IV.2 – (1^{re} ligne) Section longitude-temps de composite des anomalies de (a) SST, (b) courant zonal et (c) profondeur de la thermocline associée aux 124 WWEs appliqués dans les simulations. Les contours noirs représentent la perturbation de tension de vent zonal et flux de chaleur associée au WWE (intervalle de 0.02 N.m^{-2} et 30 W.m^{-2}) (2^e ligne) Écart-type associé à la moyenne en (d) SST, (e) courant zonal et (f) profondeur de thermocline. Les contours rouges sur le panneau (a) représentent les différentes boîtes (« West », « WPEE » et « East ») utilisées pour la prochaine figure. Les lignes traitillées (pointillées) montrent la propagation théorique d'une onde de Kelvin (Rossby) du premier mode barocline associée au WWE.

-
1. **Le Pacifique Ouest** : Au voisinage du coup de vent, la SST est en moyenne refroidie de 0.7° , essentiellement à cause de l'anomalie de flux de chaleur négative associée au WWE (Figure IV.3a). On observe cependant une diversité des réponses, dont l'amplitude peut varier de -0.1°C à -1.3°C . L'analyse du bilan de chaleur montre que la diversité de cette réponse est intégralement pilotée par les variations de l'advection zonale, dont l'amplitude dépend du gradient zonal de température dans le Pacifique Ouest (corrélation de -0.7 entre le gradient zonal de SST et l'amplitude de la réponse en SST). Le gradient zonal de SST est très corrélé avec les anomalies interannuelles de SST moyennées dans la région de nino3.4. On observe en effet un refroidissement plus important lors de condition El Niño que durant des conditions La Niña. Ce contrôle par la variabilité de grande échelle permet donc de prévoir l'intensité du refroidissement dans le Pacifique ouest.
 2. **Au bord est du réservoir d'eau chaude** : le coup de vent induit un réchauffement moyen de 0.8°C au bord est du réservoir d'eaux chaudes (Figure IV.3b). L'amplitude de ce réchauffement peut toutefois être fortement modulée par l'état de l'océan, avec une réponse comprise entre 0.1°C et 3°C selon les conditions océaniques. Le réchauffement moyen et sa variation sont tous deux pilotés par le terme d'advection zonale. Comme dans le Pacifique Ouest, l'advection zonale est en partie modulée par le gradient zonal de température, mais celui-ci n'est pas corrélé à des variables de grande échelle. En outre, l'intensité de l'anomalie de courant au bord est du réservoir d'eau chaude module aussi de façon importante l'advection zonale. Or, l'intensité des anomalies de courant est reliée de manière non linéaire à la distance du WWE par rapport au WPEE, à priori non prévisible. Il semble donc que la modulation de la réponse en SST au coup de vent par les conditions océaniques ne soit pas un facteur de prévisibilité accrue en ce qui concerne le bord est du réservoir d'eau chaude.
 3. **Le Pacifique Est** : À l'Est on observe un réchauffement moyen de 0.8°C (Figure IV.3c), trois à quatre mois après l'occurrence du WWE. L'amplitude de cette réponse est modulée par les conditions océaniques dans une fourchette allant de 0.1°C à 2°C . Le réchauffement moyen et sa diversité sont tous deux pilotés par les variations du mélange vertical à la base de la couche mélangée. À l'échelle interannuelle, on assiste

à un fort contrôle de l'intensité du mélange vertical (et des anomalies de SST résultantes) par les anomalies de profondeur de la thermocline. C'est beaucoup moins le cas à l'échelle intrasaisonnière où les variations de profondeur de la thermocline sont plus faibles et le vent moyen exerce aussi un contrôle sur l'intensité du mélange vertical. En effet, le réchauffement lié au WWE dans le Pacifique est impliqué une interaction en la profondeur de la D20, l'intensité des vents moyen et du gradient vertical de température à la base de la couche mélangée qui rend difficile une prédiction précise de son amplitude. Les anomalies de SST dans le Pacifique est sont cependant moins susceptibles de déclencher une forte réponse de l'atmosphère (SST bien en dessous de seuil de convection profonde) et donc de jouer un rôle majeur dans le développement des événements El Niño.

Dans cette étude, nous avons démontré que les variations (principalement interannuelles) de l'état de l'océan modulaient de manière importante la réponse aux coups de vent d'ouest. Mis à part dans le Pacifique ouest, où l'intensité du gradient zonal de SST dans le réservoir d'eau chaude et l'indice Niño4 peuvent être considérés comme de bon prédicteur de l'amplitude du refroidissement associé à l'occurrence d'un WWE, le contrôle de la réponse en SST à un WWE par des facteurs de grande échelle est trop faible pour envisager qu'il soit vraiment un facteur de prévisibilité accrue. Des études ([Lengaigne et al., 2003a](#); [Vecchi et al., 2006](#)) ont suggéré que le refroidissement dans l'ouest pouvait favoriser la migration des eaux chaudes associées à la convection profonde vers l'est et donc favoriser l'occurrence de nouveau WWES. La prédiction de telles anomalies de SST nous permettrait donc de mieux anticiper le développement des El Niño. Des études supplémentaires sont cependant nécessaires pour mieux comprendre ce mécanisme.

IV.1 Introduction

ENSO : patterns and basic mechanisms. The El Niño Southern Oscillation (ENSO) is the dominant mode of interannual climate variability at global scale. The positive phase of ENSO is associated with anomalously warm Sea Surface Temperatures (SSTs), with planetary-scale impacts (e.g. McPhaden et al. 2006a) through atmospheric teleconnections ([Trenberth et al., 1998b](#)). Because of its socio-economic consequences, modelling and fore-

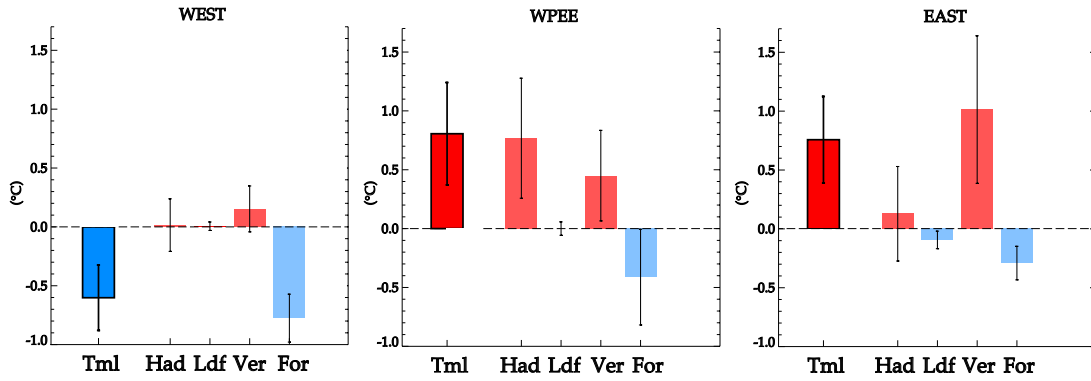


FIGURE IV.3 – Contributions moyennes des différents termes du bilan de chaleur sur la couche mélangée au moment du maximum d’anomalie dans (a) la boîte WEST, (b) la boîte WPEE et (c) la boîte EAST. « Tml » représente l’anomalie de température de la couche mélangée, « Had » l’advection zonal et méridienne, « Ldf » la diffusion latérale, « Ver » la diffusion et l’advection verticales et « For », le terme lié au forçage atmosphérique. Les barres d’erreurs représentent le 10e et le 90e percentile associés à chaque moyenne.

casting ENSO is of crucial importance but remains a challenge (Barnston et Tippett, 2012; Vecchi et Wittenberg, 2010; Guilyardi *et al.*, 2012). The predictability of ENSO is grounded on our current understanding of its underlying mechanisms. El Niño events develop namely as the result of the Bjerknes feedback (Bjerknes, 1966), a positive air-sea feedback loop where the westerly wind response to a positive SST anomaly in the central Pacific drives an oceanic signal that reinforces the initial warming. This positive feedback mechanism is offset by a number of negative feedbacks both dynamical and thermodynamical (Schopf et Suarez (1988); Jin (1997a); Picaut *et al.* (1997); Weisberg et Wang (1997); Lloyd *et al.* (2009)). The delayed negative feedback from oceanic dynamics is major contributor (e.g. Schopf et Suarez, 1988) as encapsulated in the recharge oscillator of Jin (1997a,b). In this paradigm, the ENSO driven wind anomaly generates a Sverdrup response that drives upper ocean heat content away from the equatorial strip during ENSO warm phase, favouring the transition to its negative phase. The converse mechanism then allows for the recharge of the equatorial heat content and preconditions the development of a new El Niño event. ENSO predictability then largely results from this ocean subsurface memory, the equatorial Pacific heat content leading ENSO SST evolution by 8 months (e.g. Meinen et McPhaden, 2000).

Impact of ISV on ENSO. This ENSO predictability is however strongly modulated by high frequency wind variations, whose details are not predictable at long lead times. A large body of literature indeed shows that intraseasonal wind variability plays an important role in ENSO dynamics and predictability (Kleeman *et al.*, 1999; Zavala-Garay *et al.*, 2005; McPhaden *et al.*, 2006b; Shi *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2011; Chen *et al.*, 2015). A large part of this high frequency forcing occurs in the form of Westerly Wind Events (WWEs), characterized as episodes of anomalous, short-lived, but strong westerlies developing over the western Pacific warm pool (e.g. Luther *et al.*, 1984; Lengaigne *et al.*, 2004a). These WWEs promote the onset and/or development of El Niño events (Fedorov, 2002a; Boulanger *et al.*, 2004; Lengaigne *et al.*, 2004b) and contribute to the irregularity of ENSO, in terms of timing (its broad spectrum ranging between 2 and 7 years; e.g. Gebbie *et al.*, 2007; Jin *et al.*, 2007), magnitude (Eisenman *et al.*, 2005; Gebbie *et al.*, 2007) and spatial patterns (Hu *et al.*, 2014; Lian *et al.*, 2014; Fedorov *et al.*, 2014a).

Contrasting the 2014 and 2015 Pacific evolution. Contrasting the tropical Pacific evolution in 2014 compared to 1997 or 2015 provides a compelling illustration of the important role of WWEs in ENSO evolution. The oceanic heat content was high ($> 10^{14} m^3$, a threshold that is often followed by an El Niño when exceeded for five consecutive month and the warm pool shifted east (beyond the date line) in early 1997 (McPhaden, 1999), 2014 (McPhaden, 2015) and 2015 (TAO website <http://www.pmel.noaa.gov/tao/>). Despite those similar oceanic conditions, and the occurrence of WWEs during the first three months of the year, those three years experienced a very different subsequent evolution, with one of the largest El Niños on record in 1998 (McPhaden, 1999), a comparable extreme El Niño in late 2015, but only a weak event in late 2014 (McPhaden, 2015), if one at all. Using ocean-only simulations, (Menkes *et al.*, 2014) showed that the lack of WWEs during spring 2014 significantly limited the growth of the warming in the equatorial Pacific, and prevented the warm event from further developing into a full El Niño. In contrast, the occurrence of several WWEs during the spring and summer of 1997 led to a major El Niño at the end of the year. A similar scenario has unrolled so far in 2015, leading to the strongest El Niño event since 1997. The comparison of these three years thus points towards a critical role of WWEs activity for the growth of an El Niño.

Local and remote oceanic response to WWE. WWEs impact ENSO evolution through their substantial local and remote oceanic response, which has been analysed in many observational (McPhaden et Taft, 1988a; McPhaden *et al.*, 1992; Delcroix *et al.*, 1993; Smyth *et al.*, 1996; Feng *et al.*, 1998; Vecchi et Harrison, 2000) and modelling studies (Giese et Harrison, 1991; Kindle et Phoebus, 1995; Zhang et Rothstein, 1998; Richardson *et al.*, 1999; Boulanger *et al.*, 2001; Lengaigne *et al.*, 2002). As a remote response, they force eastward propagating downwelling Kelvin waves that favour a warming of the central and eastern Pacific through zonal advection of the SST gradient in the central Pacific and/or thermocline deepening in the eastern Pacific. Locally, WWEs affect the structure of the western Pacific warm-pool because they significantly alter surface heat, fresh and momentum fluxes. The local oceanic response to WWEs involves a surface cooling through increase nebulosity and latent heat loss (Feng *et al.*, 1998; Lengaigne *et al.*, 2002) and the generation of an eastward surface jet (Belamari *et al.*, 2003), which eventually combines with the eastward current signature of the remotely forced Kelvin wave to advect the western warm-pool warm towards the central Pacific (e.g. Boulanger *et al.*, 2001; Lengaigne *et al.*, 2002; Chiodi *et al.*, 2014).

Impacts of WWEs on ENSO. The local SST response over the Pacific warm-pool can induce a large atmospheric response (e.g. Palmer et Mansfield, 1984; Barsugli et Sardeshmukh, 2002) because the SST there is close to the atmospheric convective threshold (e.g. Graham et Barnett, 1987). The local cooling and the eastward displacement of the WPEE driven by WWEs has been shown to be responsible for the eastward migration of the main area of atmospheric convection and the persistence of a strong WWE activity over the western Pacific in the following months (Lengaigne *et al.*, 2003a; Vecchi *et al.*, 2006). This eastward displacement of the warm-pool, together with the reduction of the east-west SST gradient along the forced oceanic Kelvin wave path, also results in a weakening of the trade winds in the central-eastern Pacific (Lengaigne *et al.*, 2003a). The trade wind weakening and the occurrence of further WWEs are hence positive atmospheric feedbacks to the initial SST response to a WWE, that will further amplify the initial warming.

Oceanic response sensitivity to WWEs characteristics. Although both observational and modelling studies have pointed out a systematic ocean evolution under WWEs conditions, there is a large diversity in magnitude, timing and location of these SST responses. This diversity stems both from the WWE characteristics such as location, intensity, fetch or duration of the WWE (Giese et Harrison, 1990, 1991; Suzuki et Takeuchi, 2000; Puy *et al.*, 2015) and from the oceanic background conditions (Schopf et Harrison, 1983; Harrison et Schopf, 1984; Drushka *et al.*, 2015).

(Gill, 1982; Busalacchi et Cane, 1988; Giese et Harrison, 1990; Benestad *et al.*, 2002; Shinoda *et al.*, 2008; Dewitte *et al.*, 2008; Mosquera-Vásquez *et al.*, 2014)

Sensitivity of Kelvin wave response to oceanic background state. Numerous studies focused on the sensitivity of the Kelvin waves characteristics, such as zonal current anomalies or phase speed, to the mean oceanic background conditions (Gill, 1982; Busalacchi et Cane, 1988; Giese et Harrison, 1990; Benestad *et al.*, 2002; Shinoda *et al.*, 2008; Dewitte *et al.*, 2008; Mosquera-Vásquez *et al.*, 2014). In a study of the evolution of the 1972-1973 El Niño, Gill (1982) found that changes in the thermal structure of the western Pacific were dominated by the first vertical mode while the second vertical mode was dominant in the eastern Pacific. Following this study, Busalacchi et Cane (1988) and Giese et Harrison (1990) showed that the shoaling of the thermocline in the eastern equatorial Pacific cause a reduction of the surface current associated with the 1st baroclinic mode and an enhancement of the current associated with the 2nd mode in the eastern Pacific, results that were later confirmed by Dewitte *et al.* (2008) and Mosquera-Vásquez *et al.* (2014). Benestad *et al.* (2002) have also shown that Kelvin waves excited by identical intraseasonal wind variations are strongly damped during La Niña compared to El Niño, such that little wave energy reaches the eastern coast when the mean conditions are cold. On the other hand, Shinoda *et al.* (2008) argued that the slowly varying upper ocean basic state was not the primary cause of changes in Kelvin wave phase speed but rather the wind stress anomalies east of the date-line.

Sensitivity of SST response to oceanic background state. Overall, these studies show that the Kelvin waves characteristics are sensitive to the oceanic background state. The diversity of Kelvin waves characteristics is only one of the processes by which the oceanic state can modulate the SST response to a WWE. However only a handful of studies have focused on the sensitivity of the WWE-induced SST response to different oceanic background conditions. [Schopf et Harrison \(1983\)](#) studied the oceanic response associated with the passage of downwelling Kelvin waves, using forced oceanic experiments. They found that the amplitude of the SST response to the Kelvin wave strongly depends on the oceanic conditions. The equatorial SST warming caused by the passage of the wave results from the existence of a mean negative zonal SST gradient that varies seasonally. [Harrison et Schopf \(1984\)](#) further argued that remotely-forced central Pacific SST changes were strongly linked to the annual variations of the SST field. They showed that similar anomalous eastward current anomalies had different SST impacts depending on the seasonal variations of the mean zonal SST gradient, with a strong impact in fall and winter when the zonal gradient is strong and a weaker impact in spring and summer. More recently, [Drushka et al. \(2015\)](#) showed, using a 25 years long ocean-only simulation, that the warm pool eastern edge displacements driven by WWEs were largely controlled by zonal advection. They also argued that zonal current anomalies responsible for the warm pool advection were primarily driven by local wind stress anomalies rather than by intraseasonal wind-forced Kelvin waves. The experimental framework in those experiments however did not allow studying the processes of the oceanic control of the WWE response in detail.

Oceanic background control on Kelvin wave vs SST. These studies suggest a strong influence of the oceanic background conditions on the ocean response to WWEs that could partly explain the diversity of the tropical Pacific response to WWEs observed during the past two decades. Figure IV.4 also provides an illustration of the large variability of the SST response to WWEs. The anomalous sea surface height along the Kelvin wave track is linearly related ($r=0.56$) to the Wind Event Index (WEI, see [Puy et al., 2015](#), for more details), a metric that integrates the amplitude, zonal fetch and duration of the WWE (Figure IV.4a). On the other hand, the SST response to the wind event exhibits a much stronger variability, and cannot easily be related to the wind event characteristics ($r=0.16$, Figure IV.4b). The fact

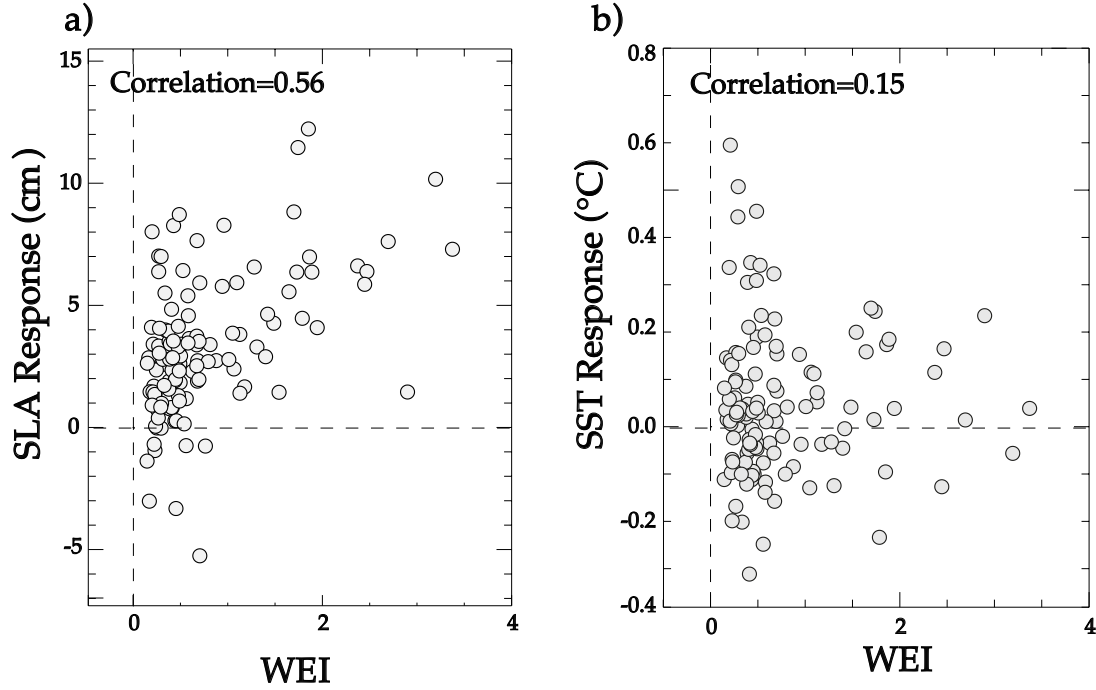


FIGURE IV.4 – Scatterplot of the Wind Event Index (WEI, a measure of the impact of the WWE on the ocean introduced by [Puy *et al.*, 2015](#), see text for details) against the observed a) sea level and b) sea surface temperature anomaly response to the WWE averaged along the Kelvin wave path downstream of the wind event. While the sea level response to a WWE relates rather linearly to the wind event properties, the SST response is much more diverse.

that the SST response to the wind event cannot simply be related to the wind event characteristics strongly suggests a strong control of the oceanic conditions on the amplitude of the SST response. It is however difficult to isolate this modulation of the SST response by the ocean state in observations or even in ocean-only experiments forced by observations ([Drushka *et al.*, 2015](#)) as the amplitude of the SST response will depend both on the WWE characteristics and the oceanic background conditions.

Strategy and structure of the paper. Owing to the potential importance of the SST response to WWEs on ENSO evolution, it is important to assess the sensitivity of the WWE oceanic response to the oceanic background state. The present paper aims at understanding the control of the SST response to WWEs by oceanic conditions and the oceanic processes driving this control. To overcome the limitations due to the combined observed diversity of WWEs and SST response, we develop an idealized modelling strategy by applying

the same strong WWE (in essence similar to the March 1997 WWE) over a varying oceanic state. The model and experimental setup are presented in section IV.1. Section IV.2 provides a brief validation of the model. In section IV.3, we first investigate the mechanisms that control the mean SST response in the western Pacific, at the WPEE and in the eastern Pacific. We then investigate the diversity in SST response arising from variations of the oceanic background state, along with the associated physical mechanisms and controlling oceanic variables for the same three regions. A discussion of our findings and their potential implications for ENSO predictability is finally provided in section IV.4.

IV.2 Data and methods

IV.2.1 Model setup and forcing strategy

The numerical simulations in this study are performed using NEMO v3.2 ("Nucleus for European Modelling of the Ocean") Ocean General Circulation Model, in a 1° resolution global ocean configuration known as ORCA1 (Hewitt et al. 2011). ORCA1 has a 1° nominal resolution, with a local transformation in the tropics to refine the meridional resolution, to up to 1/3° at the equator. It has 42 vertical levels, with a vertical resolution decreasing from 10 m at the surface, to 25m at 100 m depth and 300m at 5,000 m. The model is based on primitive equations, and uses a free surface formulation (Roullet et Madec, 2000). Density is computed from potential temperature, salinity and pressure using the Jackett et McDougall (1995) equation of state. Vertical mixing is parameterized from a turbulence closure scheme based on a prognostic vertical turbulent kinetic equation, which performs well in the tropics (e.g., Blanke et Delecluse, 1993; Vialard et al., 2001). Lateral mixing is applied using a Laplacian operator that acts along isopycnal surfaces, with a $200 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ constant isopycnal diffusivity coefficient (Guilyardi et al., 2001; Lengaigne et al., 2003b). Shortwave fluxes penetrate into the ocean based on a single exponential profile corresponding to oligotrophic water (Paulson et Simpson, 1977) with an attenuation depth of 23 m (Lengaigne et al., 2007).

The model computes its surface fluxes from specified downward shortwave and long-wave radiation, precipitation, 10-m wind, 2-m air humidity and temperature, using the COAREv2 bulk formula approach (Fairall *et al.*, 1996). Those atmospheric input variables are taken from the DRAKKAR Forcing Set v5.2 (DFS5.2, Dussin et Barnier, 2013), derived from ERA 40 (Uppala *et al.*, 2005) until 2002 and ERA-Interim reanalysis (Dee *et al.*, 2011) afterward. All atmospheric fields are corrected to avoid temporal discontinuities and remove known biases. The model was run over the 1979 to 2012 period and the first year of the experiment was discarded to allow a spin up (which takes a few months in the equatorial band). This experiment is hereafter referred to as the BLK experiment (for “Bulk” formula).

This model and forcing strategy has already been shown to accurately capture SST variations in the tropical Pacific (see Drushka *et al.*, 2015). An illustration of the equatorial Pacific SST variability is provided on Figure IV.5a, which displays the equatorial time-longitude evolution of the TropFlux SST daily data (Kumar *et al.*, 2012, 2013, <http://www.incois.gov.in/tropflux/>). Since the WPEE (defined here as the 28.5°C isotherm) is an important feature for ENSO development, the WPEE simulated by the BLK experiment is overlaid on the top of the observed one (blue and black curves on Figure IV.5a). The model accurately simulates the equatorial SST mean state and seasonal cycle (not shown). At interannual timescales, the model accurately captures both the observed SST variability (red curve in Figure IV.5b) over the entire equatorial strip (correlation ranging between 0.8 in the western Pacific to 0.95 in the central/western Pacific) and the WPEE variability (correlation of 0.96). This brief analysis illustrates the ability of the model to reproduce interannual and intraseasonal SST variations over the equatorial Pacific.

IV.2.2 Idealized WWE forcing

As our goal here is to assess the sensitivity of the WWE response to varying oceanic background conditions, we choose to analyse the ocean model response to the same WWE for different oceanic background state. We hence build an idealized WWE forcing from a WWEs composite diagnosed from the Tropflux product and using the same WWE detection method as in Puy *et al.* (2015). We focus on the WWEs with the strongest oceanic impact by selecting the 10% strongest WWEs as measured their Wind Event Intensity (WEI) index

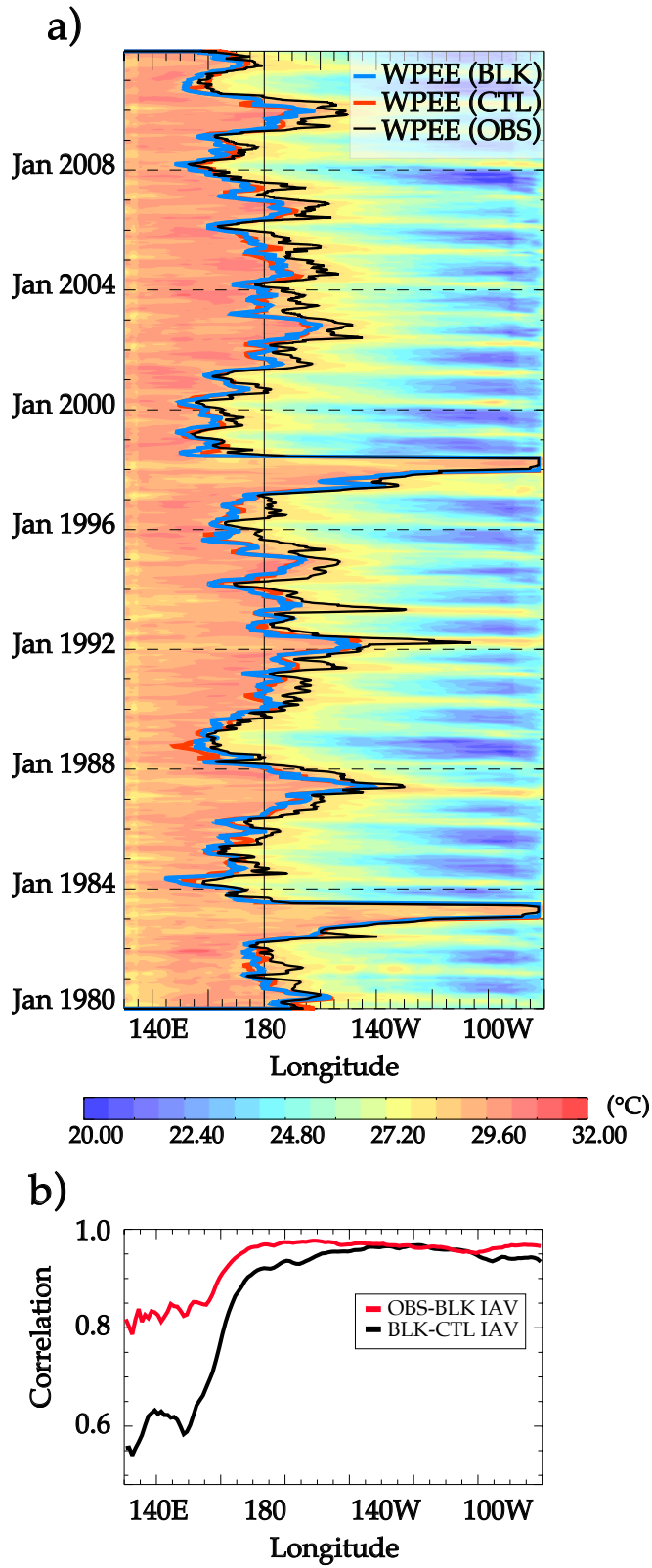


FIGURE IV.5 – (a) Equatorial (2°N - 2°S average) time-longitude evolution of observed daily SST (Trop-flux product) in the Pacific over the 1980-2012 period. The thick black line represents the observed position of the Warm Pool eastern Edge (WPEE) defined as the 28.5°C isotherm. The thick red and blue lines respectively depict the WPEE location in the CTL and BLK simulation respectively. b) Correlation coefficient of interannual SST variations along the equator (2°N - 2°S average) between (black) the BLK simulation and observations and (red) BLK and CTL simulations as a function of longitude.

(Puy et al, 2015). In essence, this index corresponds to a longitude–time integration of the zonal wind stress anomalies over the wind event patch normalized by its standard deviation to obtain a dimensionless index. This index hence integrates the wind event amplitude, duration and zonal fetch.

Figures IV.6a and IV.6e shows the equatorial time-longitude evolution of the zonal wind stress and net heat flux of this WWE composite. This composite exhibits westerly wind stress anomalies of up to 0.1 N.m^{-2} lasting for more than 10 days with a typical zonal extension of 30° and oceanic heat losses of up to -90 W.m^{-2} . The two strongest WWEs on record in terms of WEI occurred in December 1996 and March 1997 and are displayed for comparison on Figure IV.6c-f. Although their wind stress anomalies are 50% stronger (0.15 N.m^{-2}), they exhibit a similar duration (10 to 20 days) and zonal extent (30°) to those of the composite. They however reveal a stronger diversity in terms of heat flux response, with negative anomalies below -180 W.m^{-2} in December 1996 and weaker anomalies above -50 W.m^{-2} in March 1997. Although there is a general tendency for intense WWEs to be associated with large net heat flux anomalies (not shown), the heat flux response to strong WWEs varies considerably (the strongest 20% are associated to heat flux anomalies equal to -75 W.m^{-2} in average with a standard deviation of 30 W.m^{-2}).

Based on the composite for strong WWEs, we build an idealized WWE surface momentum and heat flux perturbation (Figs 2d and h). We choose a temporal and spatial Gaussian shape for both the zonal wind stress and net heat flux as follow :

$$\begin{pmatrix} \tau_{idl} \\ Q_{idl} \end{pmatrix}(x, y, t) = \begin{pmatrix} \tau_0 \\ Q_0 \end{pmatrix} \cdot e^{-\left(\frac{t^2}{\sigma t^2} + \frac{x^2}{\sigma x^2} + \frac{y^2}{\sigma y^2}\right)} \quad (\text{IV.2.1})$$

where τ_0 (-0.1 N.m^{-2}) and Q_0 (-180 W.m^{-2}) represent the maximum magnitude of the zonal wind stress and net heat flux during the events, and σt , σx and σy are respectively the time (10 days), zonal (10°) and meridional (4°) scales of the WWE. With such values, the WEI of this idealized WWE is 3.0, close to the WEI of the March 1997 and December 1996 WWEs (3.4 and 3.2 respectively). The idealized WWE is added in the western Pacific, between 140 and 150°E , in a region where WWE are frequently observed (50% of observed WWEs; Puy et al., 2015) and where the two strong events discussed above occurred.

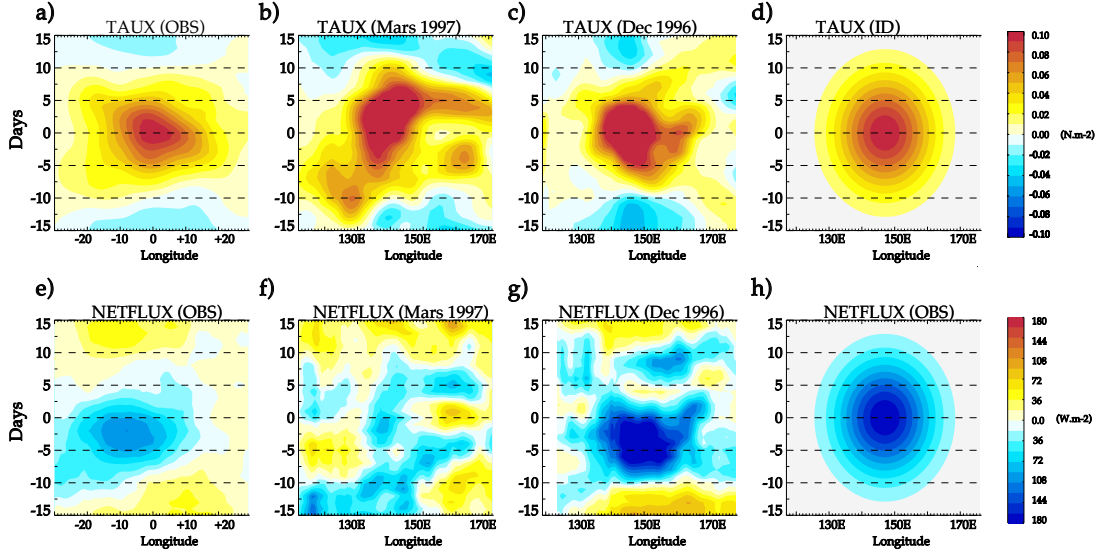


FIGURE IV.6 – Equatorial time-longitude evolution of (top) surface wind stress and (bottom) net flux perturbations associated with (1st row) a composite based on the 10% strongest WWEs (see text for details), (2nd row) the March 1997 WWE, (3rd row) the December WWE and (4th row) the idealized WWE applied in our “WWE” sensitivity experiments.

IV.2.3 Sensitivity experiments design

We wish to apply the idealized WWE forcing described above at different periods of the reference simulation, which exhibits seasonally and interannually varying oceanic background conditions close to that of observations (Figure IV.5). There are however two potential issues in doing so. First, although there is no explicit relaxation to observed SST in the BLK experiment where fluxes are computed using bulk formulae, the specification of the air temperature and humidity implies an implicit restoring term, which will tend to damp the SST response to WWEs (Drushka *et al.*, 2015).

Second, the BLK experiment already contains high frequency variability (and in particular WWEs) and adding an idealized WWE on top of a pre-existing WWE may blur the analysis. In order to circumvent these two issues, we perform an additional control experiment (referred to as CTL experiment in the following) forced by intraseasonally filtered heat, momentum and freshwater flux forcing from the BLK experiment (using a triangle low-pass filter with a cut-off period of 90 days). Only a modest SST relaxation to the BLK climatology (180 days timescale for a 40m-thick mixed layer) is used in the CTL simulation to avoid any

potential drift. This CTL experiment displays a very similar WPEE displacement compared to that of the BLK experiment (Figure IV.5a; 0.96 correlation) and very similar interannual equatorial SST evolution (Figure IV.5b), except west of 160°E where the interannual SST variations are small (STD=0.29°C) compared to the rest of the equatorial Pacific (STD=1.15°C), hence leading to a stronger signal to noise ratio.

The idealized WWE forcing described in Section IV.2.2 is then added to the CTL atmospheric forcing every 5th March, June, September and December of each calendar year over the 1980-2011 period. This strategy allows sampling very contrasted but realistic oceanic background conditions at seasonal and interannual timescales (the entire range of ENSO conditions are thus sampled). Adding these successive WWEs forcing over the course of a single simulation would however result in cumulative WWEs response and hence a mean state change, that would prevent isolating the effect of a single WWE from the cumulated impact of the previous ones. For each WWE, we therefore perform a 1-year long simulation starting from the CTL initial state one month before the WWE is applied. This strategy results in 124 (4 times 31 years) 1-year long simulations that can directly be compared to the CTL simulation to assess the oceanic response to WWEs under the varying oceanic background conditions over the 1980-2011 period.

The oceanic response to a given WWE is simply computed by performing the difference between these “WWE” experiments and the CTL simulation. The mean composite and the diversity of the WWE response are then computed as the mean and the standard deviation of this difference for the 124 members. For brevity, we will refer to this collection of simulations as “the” WWE simulation. Using an identical idealized WWE forcing superimposed onto seasonal and interannual varying oceanic background conditions hence allows exploring the sensitivity of the WWE oceanic response to the seasonal cycle and ENSO conditions.

IV.2.4 Heat budget

The processes that control the SST response to WWEs are characterized using an online mixed layer heat budget calculation. The budget equation for the average temperature over the time varying mixed layer \mathcal{T} (a proxy for the SST) reads as follows (e.g. [Vialard *et al.*, 2001](#)) :

$$\partial_t \mathcal{T} = \underbrace{\frac{Q_s(1-f|_{-h}) + Q^*}{\rho C_p h}}_a - \underbrace{\int_{-h}^0 u \partial_x T dz - \int_{-h}^0 v \partial_y T dz}_b - \underbrace{\frac{(\kappa \partial_z T)|_{-h} + (w|_{-h} + \frac{dh}{dt})(T|_{-h} - \mathcal{T})}{h}}_c + \int_{-h}^0 D(T) dz \quad (\text{IV.2.2})$$

where h the time-varying model mixed layer estimated based on a potential density increase of 0.01 kg.m^{-2} relative to the surface, Q_s and Q^* are the solar and non-solar components of the surface heat flux, $f|_{-h}$ the fraction of incoming solar radiation that penetrates below the mixed layer, ρ the seawater density, and C_p the sea water volumic heat capacity. The term a represents the heating rate associated with the effect of air-sea fluxes. (u, v, w) are the components of the current and the term b hence represents the horizontal (zonal and meridional) temperature advection in the mixed layer. κ is the vertical tracer mixing coefficient, so $(\kappa \partial_z T)|_{-h}$ represents turbulent mixing at the bottom of the mixed layer, $w|_{-h}(T|_{-h} - \mathcal{T})$ represents the effect of vertical advection and $\frac{dh}{dt}(T|_{-h} - \mathcal{T}/h)$ is the entrainment of deeper water into the mixed layer, which is computed as the budget residual. The term c represents the exchanges between the mixed layer and the interior ocean (upwelling and turbulent processes) and is referred to as “vertical processes” in the following. $D(T)$ is the lateral mixing, always negligible in the present analysis.

IV.3 Modulation of the WWE response by the background oceanic state

In this section, we first present an overview of the average oceanic response to WWEs applied in the sensitivity experiment and of the spread due to the varying oceanic background conditions (Section IV.3.1). We then investigate the mechanisms of the mean response and of its diversity in more details in the western Pacific (Section IV.3.2), near the warm pool eastern edge (Section IV.3.3) and in the eastern Pacific (Section IV.3.4).

IV.3.1 Overview of the mean response to a WWE

Figure IV.7a-c displays the equatorial longitude-time evolution of the composite oceanic response averaged over the 124 WWEs applied in the sensitivity experiment. The response is largely consistent with previous literature (see Lengaigne et al. 2004 for a review) in terms of SST (Figure IV.7a), surface currents (Figure IV.7b) and thermocline depth (Figure IV.7c). Under the WWE forcing, the western Pacific is characterized by a cooling of up to -1°C 15 days after the WWE occurrence (Figure IV.7a), a strong eastward surface jet exceeding 0.8 m.s^{-1} locally (Figure IV.7b), and a westward propagating negative thermocline depth (taken here as the 20°C isotherm depth and referred to D20 in the following) signal consistent with an upwelling Rossby wave signal (Figure IV.7c).

Further east, the WWE drives a downwelling Kelvin wave response, associated to a 12m positive D20 anomaly and a 0.2 m.s^{-1} eastward current anomaly along its path (Figure IV.7bc). This Kelvin wave signal propagates eastward from the WWE forcing region at an average phase speed of 2.8 m.s^{-1} . This downwelling Kelvin wave is also associated with an SST response, characterized by a warming near the dateline corresponding to a WPEE eastward displacement and by a warming along the Kelvin wave path, reaching 1°C two months after the WWE in the eastern Pacific.

Figure IV.7d-f further provides a measure of the spread around this mean ocean response, depicted as the standard deviation of the 124 WWE responses entering the composites on Figure IV.7a-c. The applied idealized WWE being identical over the course of the WWE experiment, the spread in the oceanic response can be directly attributed to back-

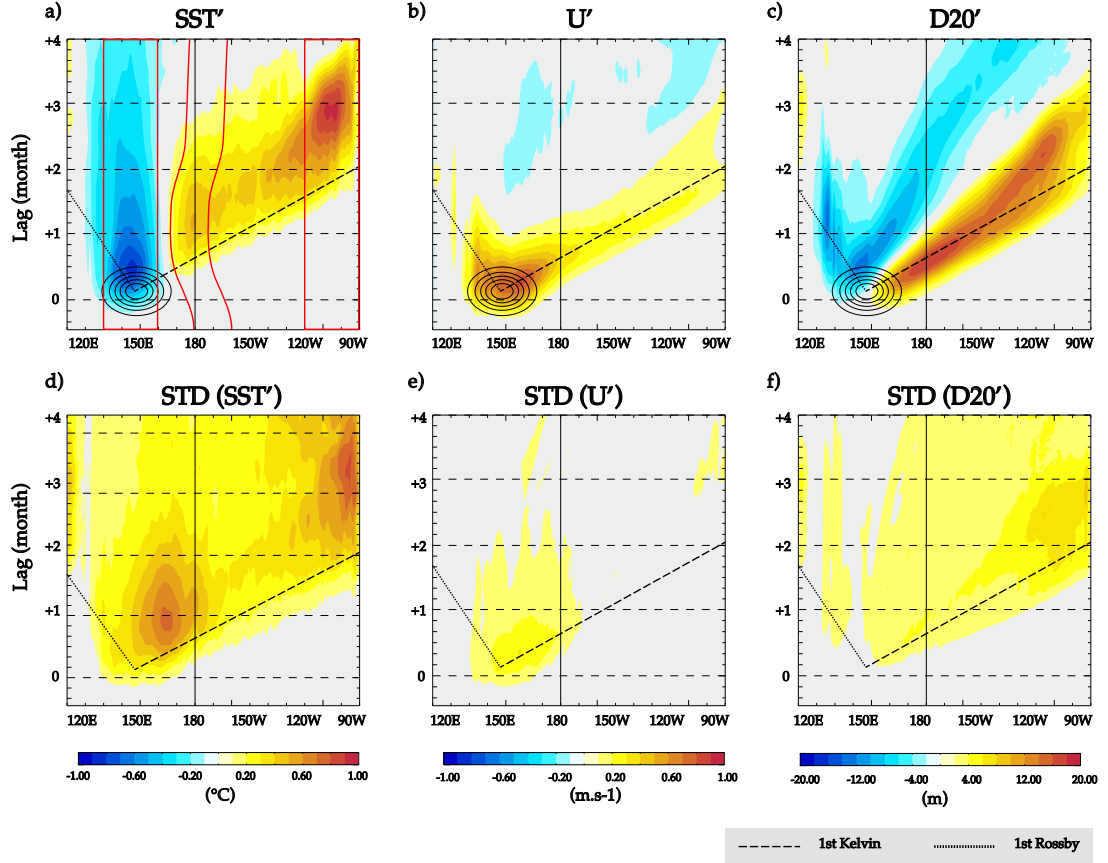


FIGURE IV.7 – (1st row) Equatorial time-longitude composite of (a) SST, (b) zonal current and (c) D20 response to the 124 westerly wind events applied in the WWE sensitivity experiments. The solid contours on panel (a) display the idealized structure of the wind stress and net heat flux perturbations added in the WWE experiments [contour interval of $0.02 \text{ N.m}^{-2} / 30 \text{ W.m}^{-2}$]. (2nd row) Sensitivity of the amplitude of (d) SST, (e) zonal current and (f) D20 response to the variability in oceanic background conditions, measured from the standard deviation between of the 124 WWE-induced simulated response. Red contours on panel (a) represent the three boxes (West, WPEE for Warm Pool Eastern Edge, and East) that we use in the following figures. The WPEE box is centered on the longitude of the Warm Pool Eastern Edge (i.e. it is a moving box centered on the 28.5°C isotherm). The dashed (dotted) lines indicate the theoretical 1st baroclinic Kelvin (Rossby) waves phase speed.

ground oceanic conditions. This spread is rather weak in terms of zonal current (standard deviation of 0.1 m.s^{-1} under the WWE) and thermocline depth (standard deviation ranging from 2m along the kelvin wave path to 6m in the eastern Pacific) response (Figure IV.7ef), representing a 20% deviation of the mean response (Figure IV.7bc). This modest sensitivity is in agreement with the fact that the WWE intensity correlates well with the observed sea level response (cf. Figure IV.4a) and that the linear equatorial wave theory applies well to the sea level response to wind anomalies in the equatorial Pacific.

In the discussion section, we will show that this modest modulation of the Kelvin wave characteristics by the background oceanic state agrees with previous studies (e.g. Benestad *et al.*, 2002). In contrast to the Kelvin wave characteristics, the SST response is far more sensitive to the oceanic background conditions, with a spread of the same order of magnitude than the mean response (Figure IV.7a), especially at the WPEE and in the eastern Pacific. The SST response to the WWE is now analysed in three regions of interest : below the WWE in the western Pacific [130°E : 160°E, section IV.3.2], in a moving 10°wide box centered on the WPEE (section IV.3.3) and in the eastern Pacific [120°W : 90°W, section IV.3.4].

IV.3.2 The western Pacific region

Small SST perturbations over the warm pool region can have a strong impact on deep atmospheric convection and hence induce a large atmospheric response. It is thus crucial to understand the mechanisms that control the amplitude of the SST response there. We will first investigate the mechanisms responsible for the mean WWE-induced cooling in the western Pacific and then explore how background oceanic conditions modulate this mean cooling.

Figure IV.8 shows the composite of time-cumulated mixed layer temperature budget for the averaged response to WWEs in the western Pacific. These budget terms have been integrated in time starting from the WWE occurrence and the red curve hence corresponds to the total WWE-induced cooling in this region. The SST cools down quickly, reaching -0.7°C at the end of the WWE forcing and then warms up more gradually (red curve in Figure IV.8a). This quick cooling is largely dominated by the atmospheric forcing term and slightly damped by vertical processes (presumably because the surface cooling reduces the

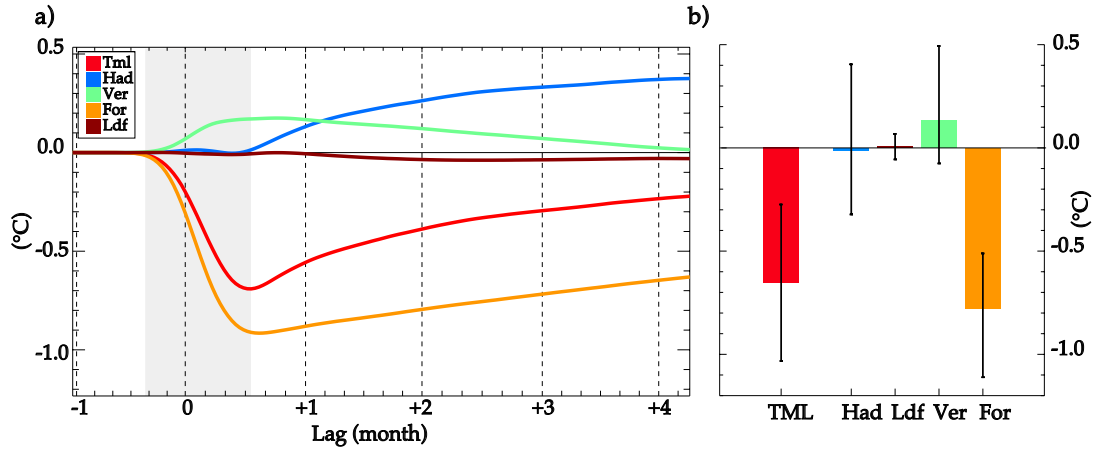


FIGURE IV.8 – Cumulated mixed layer heat budget terms associated with the SST composite response to the WWEs in the western Pacific region : (a) Composite time series and (b) composite decomposition of the WWE SST response into various physical processes at the time of the peak SST anomaly. The whiskers on panel b indicate the 5th and 95th percentiles of the 124 WWE-induced simulated response for which the composite response is constructed.

| | Had | Ldf | Ver | For |
|------|------|-------|------|-------|
| West | 0.74 | -0.07 | 0.38 | -0.04 |
| WPEE | 1.10 | 0.04 | 0.09 | -0.23 |
| East | 0.21 | -0.08 | 1.18 | -0.31 |

Table IV.1 – Contribution of each tendency terms on the mixed layer temperature at the time of the maximum anomaly in the West, WPEE and East box. This number has been obtained by regressing each of the time-integrated tendency term to the SST anomaly.

vertical gradient at the base of the mixed layer). Variations in the atmospheric forcing term are dominated by the negative WWE-induced heat flux anomaly (-60 W.m^{-2} on average over the western Pacific box) and damped by the mixed layer deepening from 20 to 40 m under the WWE influence (Figure IV.7). The gradual subsequent decay of the SST cooling is driven by atmospheric forcing due to the weak relaxation to climatology applied in the simulation and and by the mean horizontal advection which progressively acts to “fill” the WWE-induced cold patch with adjacent warmer western Pacific waters.

The WWE-induced average cooling in the western Pacific is hence mostly driven by the direct effect of the WWE-induced heat flux changes. The amplitude of this cooling however exhibits considerable fluctuations around its average value depending on background oceanic conditions (see whiskers on Figure IV.8b), ranging from -0.1 to -1.2 °C, hence, resulting in an order of magnitude difference between the strongest and weakest cooling. While horizontal advection does not contribute to the mean cooling, it exhibits strong variations due to changes in oceanic background state (from -0.4°C to 0.7°C) as do vertical processes and atmospheric forcing (see whiskers on Figure IV.8b). Figure IV.9 allows to identify which of these three processes mainly controls the diversity in the SST response by providing scatterplots between the SST at the time of the maximum cooling, cumulated horizontal advection (Figure IV.9a) and atmospheric forcing (Figure IV.9b). While horizontal advection does not contribute to the mean cooling (Figure IV.8b), it controls most of its variations, with a correlation of 0.81 (Figure IV.9a) and a regression coefficient of 0.74 to the total SST anomaly (Table IV.1). In contrast, while the atmospheric forcing term drives the mean cooling (mean value close to -0.8°C, thick black cross on Figure IV.9b), it does not contribute to its diversity (0.05 correlation and -0.04 regression coefficient to SST anomaly, Figure IV.9b and Table IV.1). This large spread of the atmospheric forcing term can largely be attributed to the background mixed layer depth just before the WWE (not shown).

To further isolate which component of the anomalous horizontal advection term is responsible for the diversity of the SST response to WWEs, we decompose the zonal advection term into its background (i.e. the value in the CTL run, where no WWE is applied, noted \bar{X}) and WWE response (the WWE minus CTL difference noted X') components. We focus on zonal advection since the meridional advection contributes weakly to the total horizontal advection (regression coefficient of 0.3 to the horizontal advection) :

$$-(u.\partial_x T)' = -u'.\overline{\partial_x T} - \bar{u}.\partial_x T' - u'.\partial_x T' \quad (\text{IV.3.1})$$

The first term on the right hand side contributes the most to the WWE-induced zonal advection (regression of 1.01, against 0.16 and -0.17 for the two other terms). The advection of the background zonal SST gradient by WWE-induced currents is thus the main source for the diversity in WWE-induced SST anomalies. As shown by Figure IV.7e, the current res-

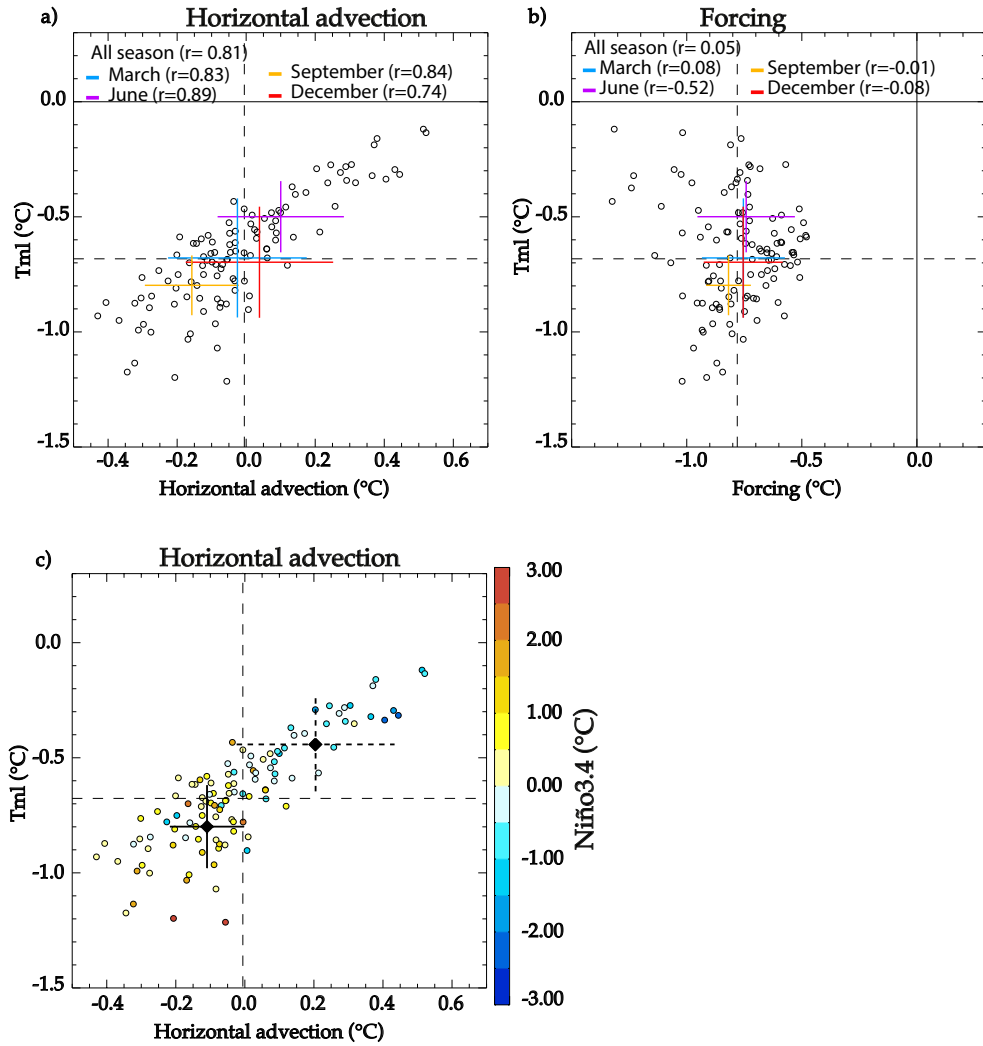


FIGURE IV.9 – Scatterplot of (a) horizontal advection and (b) atmospheric forcing contribution against the temperature of the mixed layer at the time of the peak SST anomaly in the western Pacific region for each of the 124 WWE applied. The black cross indicates the mean and the associated standard deviation of the response while the color crosses indicate these values individually for each of the four different seasons. The corresponding correlation between the paired variables are given on the top left hand side of each panel for all seasons together and individually for each season. (c) Scatterplot of horizontal advection contribution against the temperature of the mixed layer for each of the 124 WWE. The color represents the values of the standardized average SST interannual anomalies in the Niño3.4 region during the occurrence of each 124 WWEs. The black dots and crosses show the mean and the associated standard deviation for the WWE occurring during El Niño conditions (full line) and La Niña conditions (dashed line). We consider that a WWE occurs during El Niño (La Niña) conditions when the value of the ENSO index (computed as the standardized average interannual SST anomalies in Nino3.4 region) is above 0.5°C (below -0.5°C).

ponse to the WWE (u') does not vary considerably (standard deviation of 0.1 m.s^{-1} for a mean values of 0.45 m.s^{-1}). The sign and magnitude of the WWE-induced advection of temperature will thus vary depending on the background SST gradient in the western Pacific ($\overline{\partial_x T}$) when the WWE occurs. The $-u'\overline{\partial_x T}$ correlation with the WWE-induced current anomaly u' is 0.03 while it is -0.93 with the background SST gradient ($\overline{\partial_x T}$). This results in a correlation of -0.7 between the WWE-induced maximum cooling T' and background SST gradient in the western Pacific : a negative background SST gradient (warmer water to the west) will indeed result in a warming of the western Pacific box through horizontal advection of the WWE-induced zonal current, hence attenuating the effects of the WWE-induced negative heat fluxes, and vice-versa.

In the western Pacific, the background SST gradient is mainly controlled by interannual variations (regression coefficient of 0.77) and is strongly correlated with the Niño4 ENSO index (0.87, Figure IV.10.) The standard deviation associated with its seasonal variation ($0.1^\circ\text{C}/10^\circ\text{longitude}$) is half of its interannual component ($0.2^\circ\text{C}/10^\circ\text{longitude}$). The diversity of SST cooling in the western Pacific hence only exhibits small seasonal variations (coloured crosses in Figure IV.9a-b) with a maximum 0.3°C variation between June and September, while the total cooling diversity ranges between -0.1 to -1.2°C . One thus expects a strong control of the western Pacific WWE-induced SST response by ENSO. Figure IV.9c displays a similar scatterplot to Figure IV.9a (horizontal advection contribution against the WWE-induced SST cooling in the western Pacific), with a colour coding of the synchronous Niño 3.4 interannual SST anomaly. La Niña conditions (Niño 3.4 index $< -0.5^\circ\text{C}$) yield a weak WWE-induced cooling (-0.4°C in average), because warmest water during La Niña are confined to very western Pacific and Indonesian region, resulting in a negative zonal SST gradient below the WWE thus inducing a warming contribution from horizontal advection (0.25°C in average). During El Niño conditions, the warmest waters are shifted eastward into the central Pacific, resulting in a positive zonal SST gradient below the WWE and thus a cooling contribution from horizontal advection that strengthens the surface-flux induced SST cooling, with a twice as large cooling (-0.8°C on average). The implication of the control of the WWE-induced SST diversity in the western Pacific by ENSO will be discussed in section IV.4.

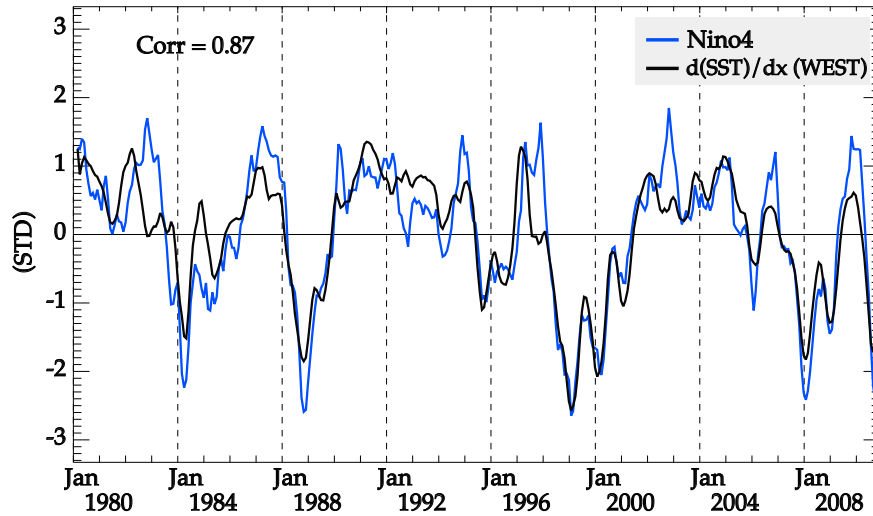


FIGURE IV.10 – Time series of the zonal SST gradient in the western Pacific (black) and SST interannual anomalies (blue) in the CTL simulation.

In this section, we have shown that the WWEs cool the western Pacific through the heat losses they induce at the air-sea interface. The amplitude of this mean response is however modulated by one order of magnitude by the advection of the background zonal SST gradient by the WWE-induced current anomalies. A positive SST gradient (warmer water to the west) will be associated with a warming by the WWE-induced transport that will moderate the overall cooling (with the potential to fully cancel it in presence of a strongly positive SST gradient). The zonal SST gradient variations are dominated by interannual timescales related to ENSO. The amplitude of the WWE-induced cooling can therefore be related to large-scale oceanic parameters, being correlated at 0.7 with the background SST gradient.

IV.3.3 The WPEE region

As for the western Pacific, we first investigate the mechanisms responsible for the mean WWE-induced warming at the WPEE and then explore how background oceanic conditions modulate this mean warming.

Figure IV.11 shows a similar analysis to Figure IV.8, but for a region centred on the longitudinally moving WPEE. The WPEE region starts warming 5 to 15 days after the WWE occurrence (Figure IV.11a), consistent with the time it takes for the Kelvin wave signal to propagate there (see Figure IV.7bc). The warming increases to a maximum of 0.7°C one month

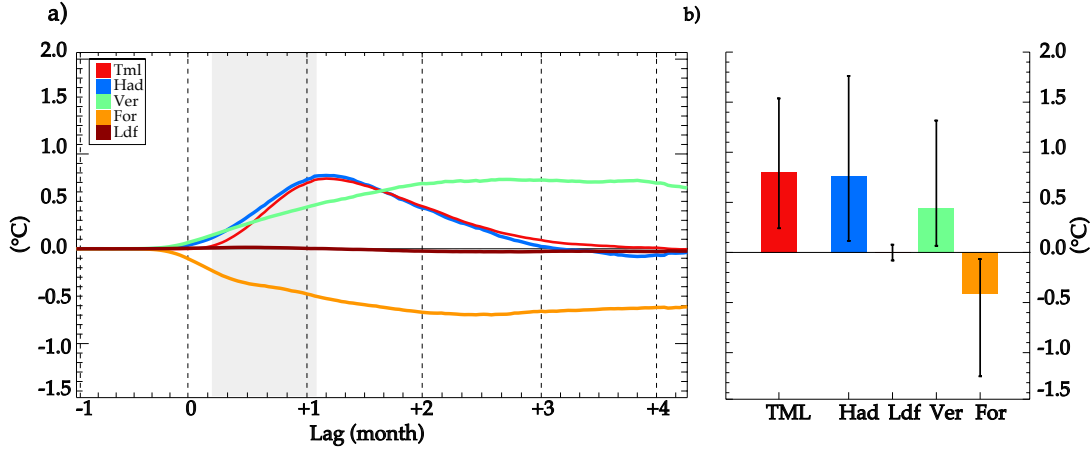


FIGURE IV.11 – Same as Figure IV.8 but at the WPEE.

after the WWE, and then slowly decays back to zero over the next 2 months. The warming and cooling phases are both dominated by the horizontal advection (Figure IV.11a). The atmospheric forcing tends to cool the ocean surface (Figure IV.11a), initially through the WWE-induced negative heat fluxes and later through the restoring term (not shown). The vertical processes tend to balance the negative contribution of the atmospheric forcing (Figure IV.11a), as a result of the stratification increase in response to the mixed layer warming (not shown).

Whiskers on Figure IV.11b (i.e. the 5th and 95th percentiles interval associated with each terms) illustrate the spread around this mean SST response. As in the western Pacific, the varying background oceanic conditions drive a diversity of the SST response that range from 0.2°C to 1.6°C, also resulting in an order of magnitude difference between the strongest and weakest warming. All the physical processes involved in this warming exhibit a strong diversity, except for lateral diffusion (Figure IV.11b). As shown on Figure IV.12a, variations in the SST response amplitude are strongly driven by the zonal advection term (correlation of 0.92 and regression of 1.1 to the SST anomaly, Figure IV.12a and Table IV.1). Variations associated with the atmospheric forcing terms are usually weaker (Figure IV.12b), except when the WWE occurs close to the WPEE (stars on Figure IV.12 indicate WWEs that occur less than 20° away from the WPEE). For these events, the cooling by air-sea fluxes is much stronger than for the others (Figure IV.12b), and contributes to limit the advective

warming at the WPEE (Figure IV.12a). Overall, regressions of the atmospheric term and vertical processes to the maximum SST cooling are weak however (respectively -0.23 and 0.09 regression coefficients, Table IV.1), confirming the major role of the horizontal advection in driving the diversity of mixed layer temperature anomalies at the WPEE.

Owing to the dominant role of horizontal advection variations in driving the SST response diversity, we decompose this term as in section IV.3.2. We also focus on zonal advection since the meridional advection contributes only weakly to the horizontal advection (regression coefficient of 0.82 of zonal advection onto horizontal advection). As in the western Pacific, the zonal advection is mainly driven by the advection of the background zonal SST gradient by the anomalous WWE-induced currents $-u' \cdot \overline{\partial_x T}$ (regression coefficient to the total anomalous advection $-(u \cdot \partial_x T)'$ of 0.72) with a weaker influence of $-u' \cdot \partial_x T'$ (regression coefficient of 0.23). The advection $-u' \cdot \overline{\partial_x T}$ is both correlated with the WWE-induced current anomaly u' and background SST gradient $\overline{\partial_x T}$, unlike in the western Pacific where only $\overline{\partial_x T}$ matter. At a fixed location, u' does not vary much with the background oceanic state (Figure IV.7e). However, the WPEE is moving and its distance to the fixed-location WWEs in our experiments varies. Figure IV.12c shows that the amplitude of the WWE-induced current anomaly u' at the WPEE roughly decays exponentially with the distance to the WPEE, with a typical inferred decay timescale of 11 days, assuming a 2.8 m.s^{-1} Kelvin wave propagation speed. As a result of this double control of advection, the correlation between u' and $\overline{\partial_x T}$, and the WWE-induced SST anomalies is rather weak (-0.58 and 0.41 respectively). The control of the WWE-induced warming by the mean zonal temperature gradient is thus weaker at the WPEE than in the western Pacific.

The amplitude of the WWE-induced warming exhibits a significant sensitivity with the season (coloured crosses on Figures IV.12ab), the SST warming for the WWE occurring in December (1.1°C) being roughly twice as large as that of WWEs occurring during other seasons. This behaviour can be directly related to the larger zonal SST gradient in that season (not shown), consistent with the findings of Harrison et Schopf (1984). Although the seasonal control of the SST response diversity is slightly larger at the WPEE than in the western Pacific, interannual variations are still the dominant source of diversity for the zonal SST gradient (the interannual standard deviation of $0.3^\circ\text{C}/10^\circ\text{longitude}$ is about 70% larger than the seasonal standard deviation of $0.18^\circ\text{C}/10^\circ\text{longitude}$). Although the interannual variability

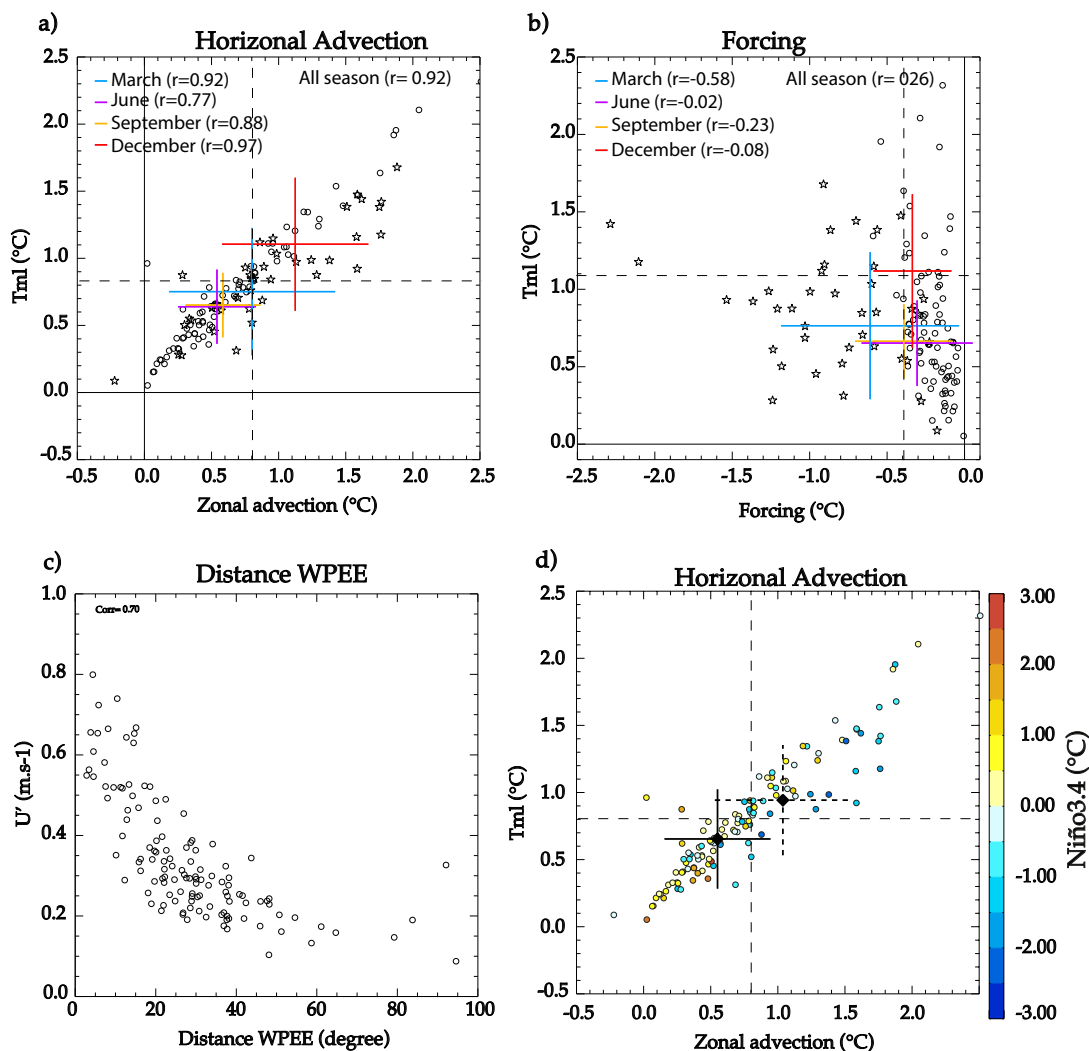


FIGURE IV.12 – (a-b) Same as Figure IV.9 but at the WPEE. The stars indicates the WWEs located 20° or less from the WPEE. (c) Scatterplot of the anomalous zonal current at the WPEE following the WWEs versus the distance of the WWE to the WPEE. (d) Scatterplot of horizontal advection contribution against the temperature of the mixed layer for each of the 124 WWE. The color represents the values of the standardized average SST interannual anomalies in the Niño3.4 region during the occurrence of each 124 WWEs. The black dots and crosses show the mean and the associated standard deviation for the WWE occurring during El Niño conditions (full line) and La Niña conditions (dashed line). We consider that a WWE occurs during El Niño (La Niña) conditions when the value of the ENSO index (computed as the standardized average interannual SST anomalies in Niño3.4 region) is above 0.5 °C (below -0.5 °C).

lity drives the zonal SST gradient variability, it does not exhibit any significant relationship with ENSO (no significant lead or lag correlation with the main ENSO indices ; not shown). On the other hand, the WPEE position, which controls the amplitude of the WWE-induced current anomaly u' at the WPEE, is largely influenced by ENSO ($r=0.87$; not shown). However, while WWE-induced SST anomalies at the WPEE are somewhat larger during La Niñas than during El Niño conditions (0.9°C against 0.6°C respectively), there is a large spread in both cases and this difference is not statistically significant. As a result of the double control of advection, ENSO variations are not the primary source of WWE-induced SST response diversity at the WPEE.

In this section, we have shown that the idealised WWEs induce a 0.8°C average warming at the WPEE through zonal advection by the eastward current anomalies associated with the WWE-induced downwelling Kelvin wave. This advective warming can however vary by an order of magnitude mainly due to two effects. First, the intensity of the interannual SST zonal gradient at the WPEE can modulate the advective term. Second, the eastward current at the WPEE decays non-linearly with the distance between the WWE and WPEE, itself also varying at interannual timescale. This results in a weaker warming if the WPEE is far from the WWE. But for this control by interannual background conditions, the warming at the WPEE exhibits only a weak relationship with ENSO.

IV.3.4 The eastern Pacific

This section finally addresses the mechanisms responsible for the warming along the Kelvin wave path in the eastern Pacific. Figure IV.13 shows that the SST warming starts one month after the WWE occurrence and reaches a 0.8°C maximum three months after the event. The growth of this warm SST anomaly is consistent with the vertical terms contribution evolution while the contributions from horizontal and atmospheric forcing terms are relatively modest. The SST anomaly in the eastern Pacific is always positive for the 124 WWEs but its amplitude can vary as in the other regions by an order of magnitude, ranging from 0.2 to 1.5°C (Figure IV.13b). The horizontal advection term doesn't contribute to the mean warming but exhibits large variations, ranging from -0.6°C to 0.6°C (Figure IV.13b).

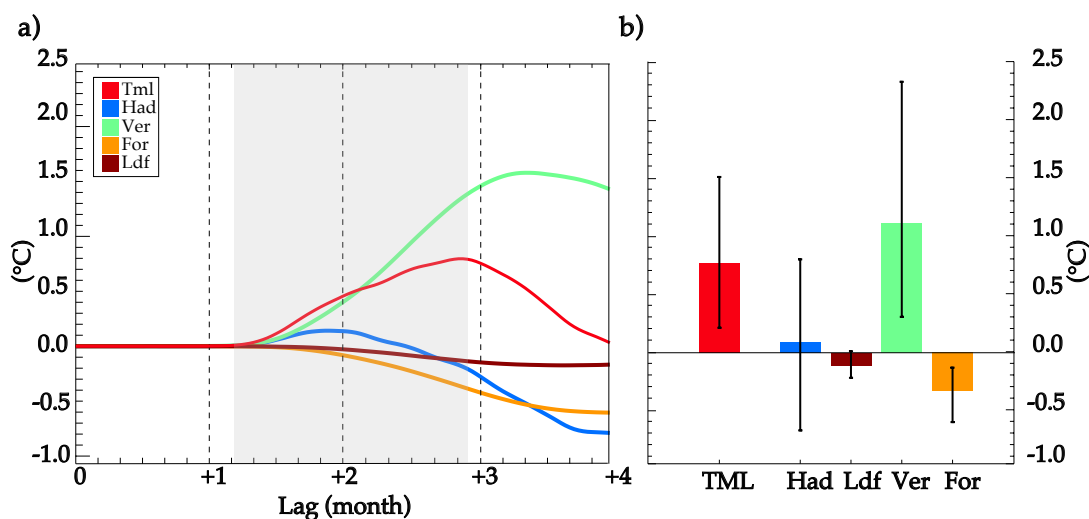


FIGURE IV.13 – Same as figure IV.8 but for the eastern Pacific region.

Vertical terms are largely responsible for the strong mean warming and also exhibit a strong variability, ranging between 0.5 and 2.5 °C. In the eastern Pacific, the negative contribution from the vertical term is due to the restoring term and shows a weaker diversity (one third of that of other terms).

Table IV.1 shows that most of variability in the amplitude of the SST response arises from the contribution of vertical processes, with a 1.18 regression coefficient between the two. The vertical terms control both the mean warming and the diversity in the eastern Pacific. Figure IV.14a further illustrate the existing relationship between these two variables, which display a 0.7 correlation. At interannual timescales, thermocline variations modulate the depth of subsurface cold waters and hence the efficiency of the surface cooling through vertical mixing. This is why SST and the large thermocline depth interannual variations (-40 to 60m) are well correlated in the eastern Pacific in both observations (Figure IV.15a) and the BLK simulation (Figure IV.15c), as also illustrated by several previous studies (Zelle et al 2003). At intraseasonal timescales, the relationship between the thermocline depth variations and the SST variability is more scattered in both observations (0.57 Correlation; Figure IV.15b) and the BLK simulation (0.57; Figure IV.15d). While thermocline variations will modulate cold water availability, local wind variations will also act to modulate the amplitude of the surface cooling by changing the amount of energy available for vertical

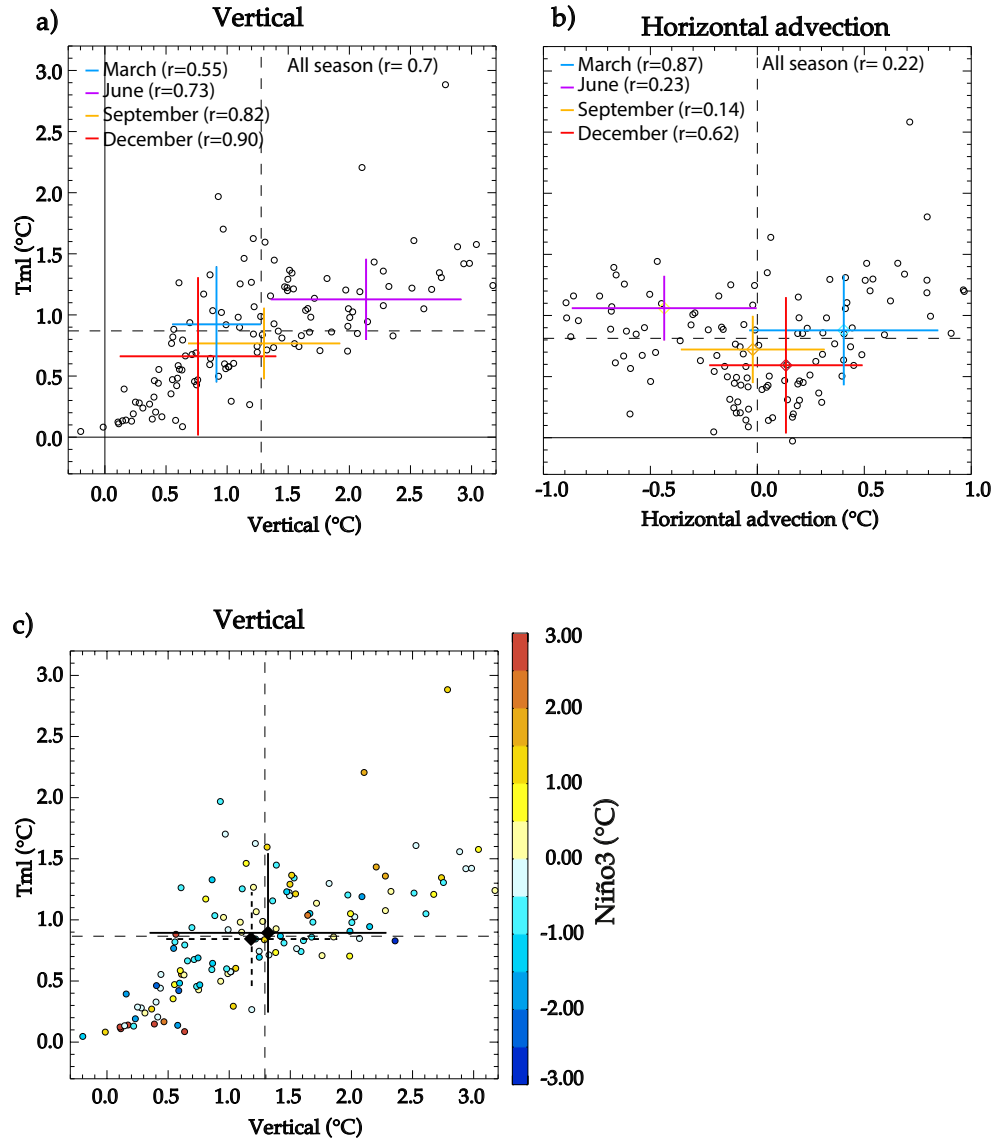


FIGURE IV.14 – Scatter plot of the (a) vertical processes and (b) horizontal advection contribution against the temperature of the mixed layer at the time of the maximum warming in the eastern Pacific for each of the 124 WWEs. The color crosses indicates the mean and the associated standard deviation of the WWE response for each of the four different seasons. The corresponding correlation between the paired variables are given on the top left hand side of each panel for all seasons together and individually for each season. (c) Scatterplot of vertical processes contribution against the temperature of the mixed layer for each of the 124 WWE. The color represents the values of the standardized average SST interannual anomalies in the Niño3 region during the occurrence of each 124 WWEs. The black dots and crosses show the mean and the associated standard deviation for the WWE occurring during El Niño conditions (full line) and La Niña conditions (dashed line). We consider that a WWE occurs during El Niño (La Niña) conditions when the value of the ENSO index (computed as the standardized average interannual SST anomalies in Nino3 region) is above 0.5 °C (below -0.5 °C).

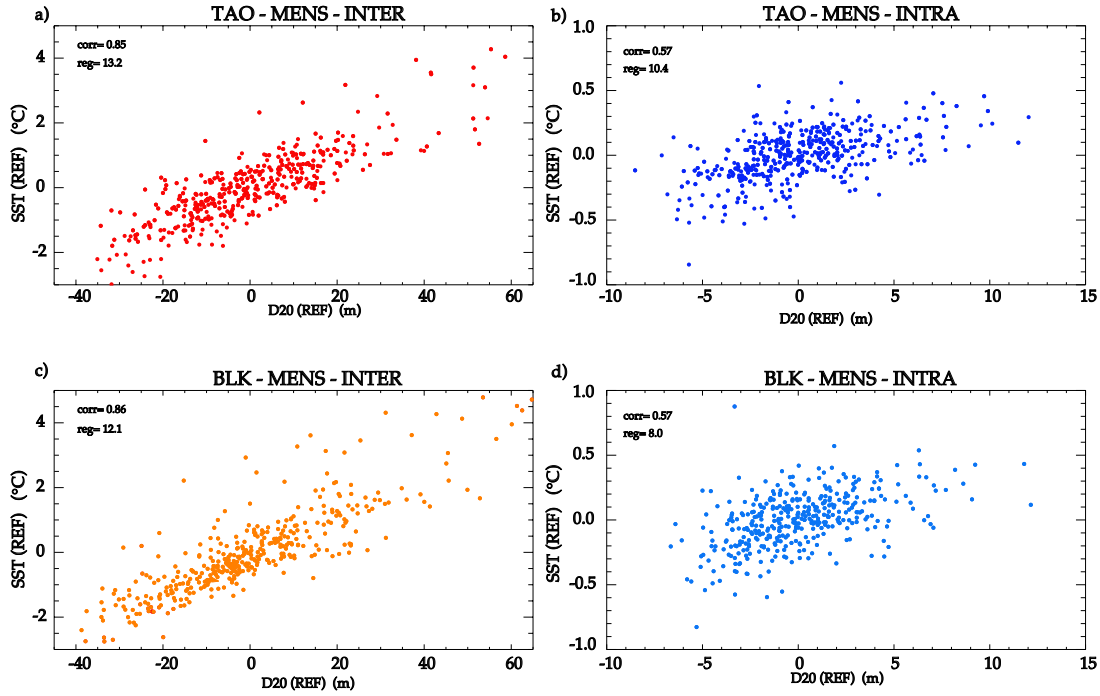


FIGURE IV.15 – Scatterplot of SST anomalies versus D20 anomalies at interannual timescale (red) and intraseasonal (blue) from TAO observations (1st row) and the BLK simulation (2nd row).

mixing. While interannual thermocline depth fluctuations are large, they are far weaker at intraseasonal timescales, ranging from -5 to 10 m, one fifth of the interannual variability. This weaker thermocline variability at intraseasonal timescales is likely to explain the weaker thermocline control on the SST variations at this timescale.

The same result apply in the present WWE experiments, where the WWE-induced SST warming by vertical processes is only very modestly correlated with thermocline depth variations (0.23 correlation; Figure IV.16) and more strongly correlated with the wind stress variations (0.66 correlation). There is however a tendency for deeper thermoclines to limit the amount of surface warming (Figure IV.16), but at the same time, a relatively weak SST warming can occur with a shallow thermocline if the local wind (and vertical mixing) is weak when the Kelvin wave reaches the eastern Pacific (Figure IV.16). When the thermocline is shallower than 60m (corresponding to 55% of the 124 WWEs), the vertical contribution to mixed layer warming is indeed primarily driven by the wind stress (0.81 correlation).

Figure IV.14a also reveals that there is a significant seasonal modulation of the vertical mixing contribution to the WWE-induced warming in the eastern Pacific. WWEs occurring in June produce a stronger (2.2°C in average) vertical mixing anomalies than during other seasons (0.7°C in average). WWEs occurring in June produce a SST response in August in the western Pacific. This is the time of the year when background wind stress is strongest in the Eastern Pacific (0.05 N.m^{-2} in average against 0.025 N.m^{-2} for other seasons), giving rise to enhanced vertical mixing (2.2°C warming on average). This seasonal difference however does not cause a very large difference in terms of WWE SST response (only 1.2°C compared to 0.7°C in average during other seasons). This may be due to the strong TIW activity in August. TIWs tend to warm up E quator, mainly through horizontal advection processes (Vialard et al 2001). The deepening of the thermocline associated with the passage of a Kelvin wave reduces the TIW activity, and thus induces an anomalous cooling through horizontal advection (Figure IV.14b), which limits the warm anomalies associated with vertical mixing.

In contrast to the western Pacific and as for the EEP, the WWE-driven SST anomalies in the eastern Pacific are not affected by ENSO with either large or weak anomalies during both El Niño and La Niña conditions (The contribution of the vertical terms to the mixed layer temperature changes is not statistically different in El Niño and La Niña conditions, cf. Figure IV.14c). This is probably because the background thermocline depth (which is clearly linked to ENSO with a 0.82 correlation with Niño3 SST index) is not the only parameter that controls WWE-induced SST response there. Indeed, local wind variations and “noise” associated with Tropical Instability Waves also play a role. In this section, we have shown that, in the eastern Pacific, WWEs lead to a mean warming that reaches a maximum 3 months after the WWE. The amplitude of this SST change can vary by one order of magnitude depending on the background oceanic conditions, mainly through a modulation of the warming by vertical processes. These changes in the vertical processes are primarily associated to wind stress variability and, to a lesser extent, to thermocline depth variations.

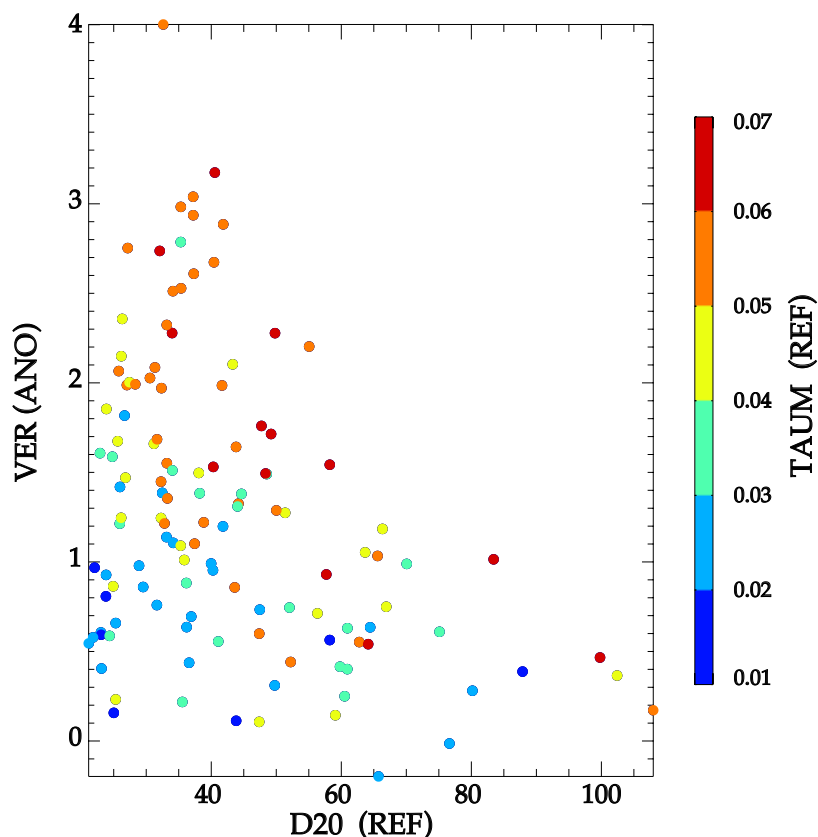


FIGURE IV.16 – Scatterplot of vertical processes contribution to the mixed layer temperature anomaly at the time of the peak SST anomaly against the background D20 in the reference simulation for each 124 WWEs. The color represents the background wind stress in the reference simulation for each 124 WWEs.

IV.4 Summary and discussion

IV.4.1 Summary

WWEs play a strong role in ENSO diversity and evolution. Their oceanic response has been described in both observational and modelling studies, and this response is quite diverse in terms of magnitude, timing and location. Several studies did address the part of that diversity that can be attributed to WWE characteristics, such as the intensity, duration and zonal fetch. We showed from observations that the dynamical response to the WWE can be estimated from the WWE characteristics (compounded in the WEI or Wind Event Index), but that there is much more diversity in the SST response, due to differing back-

ground oceanic states. The present study investigates this second source of diversity in the WWE-induced SST response using dedicated ocean-only experiments where an identical idealised WWE is applied every 3 months from 1980 to 2011, resulting in 124 one year long simulations.

In agreement with previous studies, we show that the WWE SST response is characterized by a mean 1°C cooling under the WWE 15 days after the event, a 1°C warming at the WPEE at the passage of the downwelling Kelvin wave, and a 1°C warming in the eastern Pacific 2 to 3 month after the event (Figure IV.7). Previous studies highlighted the role of the background zonal SST gradient in modulating the SST response to WWEs in the central Pacific (Schopf et Harrison, 1983; Harrison et Schopf, 1984). Using a mixed layer temperature budget, we show that the modulation of horizontal advection indeed controls the diversity of the SST response to the WWE in the western Pacific and at the WPEE, which can vary by up to one order of magnitude.

In the western Pacific, the cooling by mean atmospheric fluxes is either strengthened during El Niños (because the eastward current response to the WWE acts on a larger positive SST gradient) or weakened during La Niñas. We thus find a strong role of the zonal SST gradient, as in Harrison et Schopf (1984), but contrary to their results (which emphasized its seasonal variations), we find a dominant role of its interannual variations, strongly correlated to the Niño4 index.

At the WPEE, the WWE-induced warming is related to the eastward advection of the WPEE by the currents associated with the downwelling Kelvin wave. The intensity of the WWE-induced cooling is less modulated by the ENSO phase than that in the western Pacific for 2 reasons. First, the zonal SST gradient at the WPEE is weakly correlated with ENSO indices and, second, the intensity of the WWE-induced current anomalies, which are non-linearly related to the distance between the WWE and WPEE, also play a central role in modulating the advection.

Finally, the mean warming in the eastern Pacific is associated with the downward movement of the thermocline associated with the WWE generated downwelling Kelvin wave. Vertical processes also drive most of the diversity of the warming response to the WWE in the eastern Pacific.

IV.4.2 Discussion

Numerous studies focused on the sensitivity of the Kelvin waves characteristics to the mean oceanic background conditions (Gill, 1982; Busalacchi et Cane, 1988; Giese et Harrison, 1990; Benestad *et al.*, 2002; Shinoda *et al.*, 2008; Dewitte *et al.*, 2008; Mosquera-Vásquez *et al.*, 2014) but only a couple of studies did investigate the sensitivity of the SST response to the mean oceanic background conditions (Schopf et Harrison, 1983; Harrison et Schopf, 1984). Our findings generally agree with these seminal studies, confirming the seasonal dependence of the amplitude of the WWE-induced SST warming at the WPEE. However, our original modelling strategy further allowed us to demonstrate that the interannual oceanic background variations are however the dominant source of diversity for the WWE-induced SST changes.

The impact of ENSO variations on the WWE-driven SST anomalies and Kelvin waves characteristics is summarized on Figure IV.17 which provides time-longitude composites of the SST and D20 anomalies associated with WWEs occurring during El Niño and La Niña conditions as well as their differences. In agreement with Figure IV.15a, the western Pacific WWE-induced SST cooling is stronger during El Niño than during La Niña, with a maximum difference of about 1°C. In addition to a larger amplitude, the cooling occurs over a larger band of longitude (50° against 30° during La Niña conditions). Indeed, as the warm pool is constrained further westward during cold conditions, the WWE-driven eastward zonal advection of warm water will more efficiently limit the cooling by WWE-driven heat fluxes during La Niña events (Figure IV.17b). Another significant difference between the two phases of ENSO consists of a stronger warming during El Niño conditions in the far eastern Pacific (Figure IV.17c).

This difference is consistent with the most efficient eastward penetration of the downwelling Kelvin waves into the far eastern Pacific during El Niño conditions, consistent with the results of Benestad *et al.* (2002) (Figure IV.17d-e-f). While the Kelvin wave signal fades in the eastern P during la Niña conditions (Figure IV.17e), during El Niño conditions, it reaches the coasts of South America (Figure IV.17d). These results are also consistent with the studies of Dewitte *et al.* (2008) and Mosquera-Vásquez *et al.* (2014). These composites further suggest, consistently with Busalacchi et Cane (1988) and Giese et Harrison (1990), that the

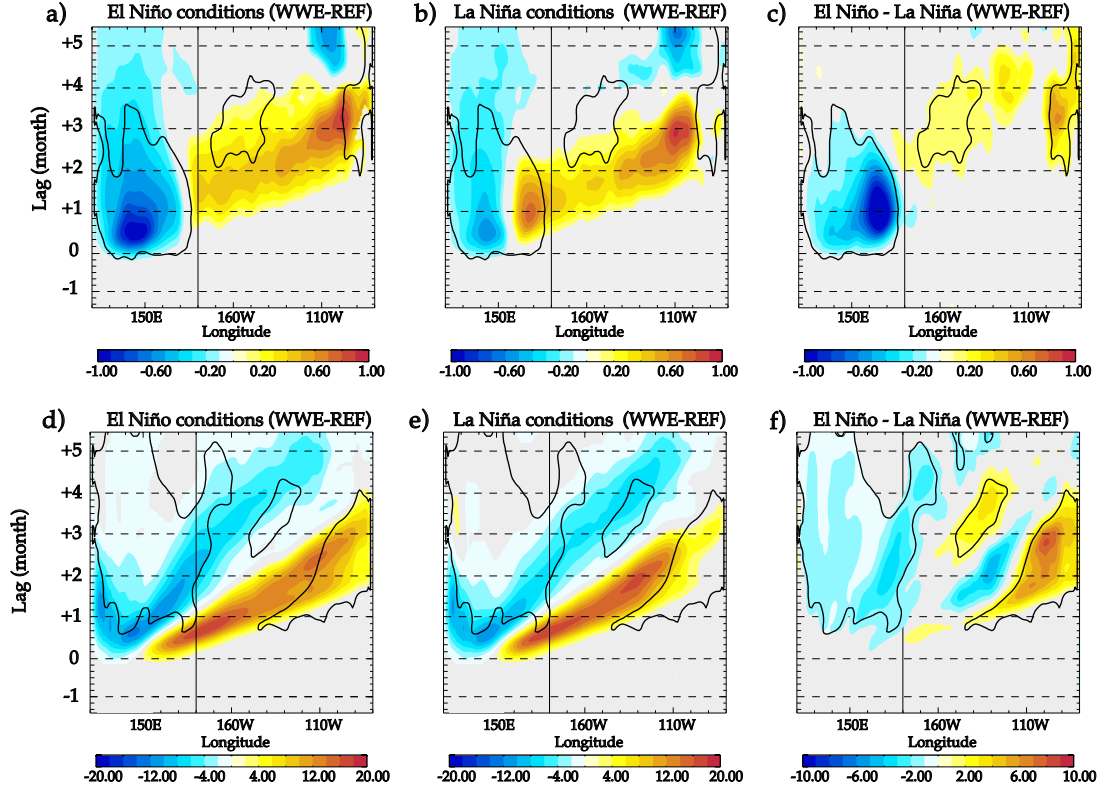


FIGURE IV.17 – (1st row) Equatorial time-longitude composite of the SST response to the WWEs applied during (a) El Niño conditions, (b) La Niña conditions and (c) the difference between (a) and (b). (2nd row) Same for D20 response. We consider that a WWE occur during El Niño (La Niña) conditions when the value of our ENSO index (computed as the standardized average interannual SST anomalies in Niño3.4 region) is above 0.5 (below -0.5). Grey areas correspond to the composite values not significant at 95%. The black contour shows the difference between El Niño and La Niña that are significant at 95%.

second mode of the kelvin wave is favoured during La Niña condition and damped during El Niño conditions. Indeed, the shoaling of the thermocline in the eastern equatorial Pacific cause a reduction of the oceanic signal associated with the 1st baroclinic mode and an enhancement of the oceanic signal associated with the 2nd mode in the eastern Pacific.

These results show that if the amplitude of the oceanic response to a WWE strongly depends on the oceanic conditions, this response cannot be easily related to ENSO nor predicted, but maybe in the western Pacific. At the WPEE, the El Niño – La Niña differences are small and not statistically significant. In the eastern Pacific, Kelvin waves travel further east during El Niño events, but this does not translate into significant differences in the WWE-induced SST responses as a function of the ENSO phase. ENSO's control on the

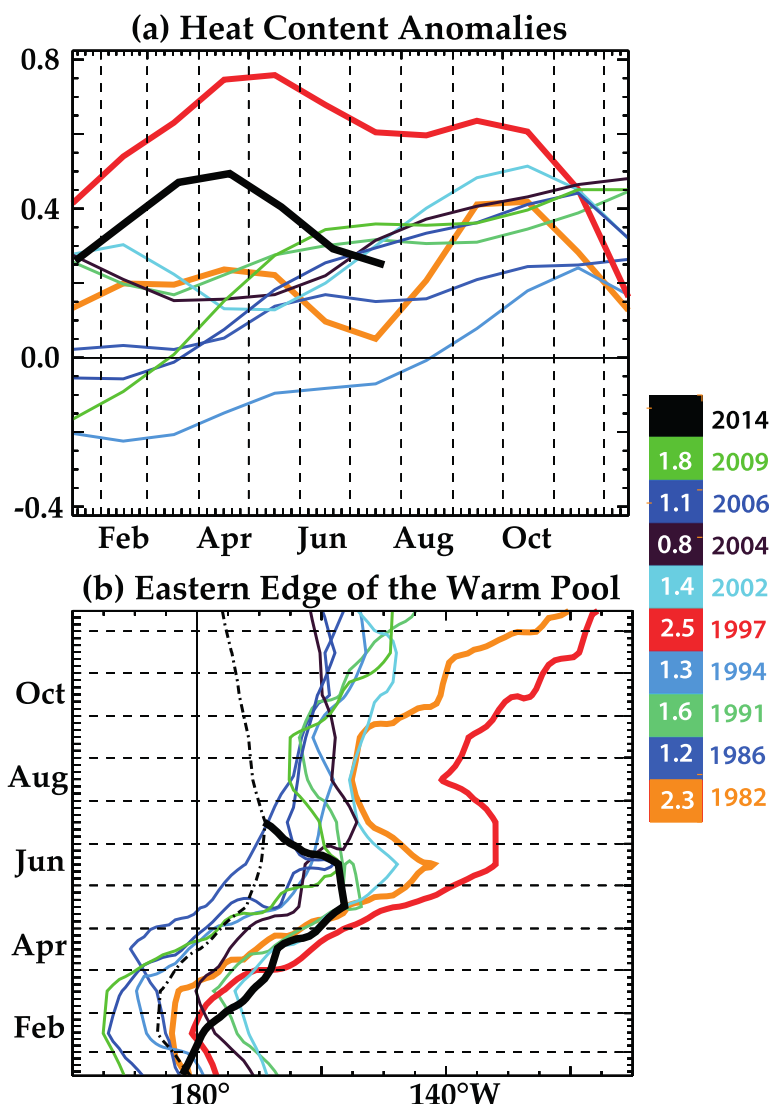
WWE-induced SST changes is strongest in the western Pacific but represents only a gain in predictability of 2 weeks. The results presented here suggest that, beyond the predictability of the WWEs themselves, the modulation of the WWE-induced SST response by the background oceanic mean state adds another level of unpredictability of the impact of WWEs in the Pacific, and may act as a severe limitation to ENSO predictions. The lack of clear improvement of ENSO prediction skill since the 2000s ([Barnston et Tippett, 2012](#)) may hence tell us we could have reached limits of ENSO predictability as provided by large-scale precursors in the ocean.

Acknowledgements. This work was supported by Agence Nationale de la Recherche (ANR) projects METRO, grant number 2010-BLAN-616-01 and MORDICUS, grant number ANR-13-SENV-0002, as well as the SPECS project funded by the European Commission's Seventh Framework Research Programme under the grant agreement 308378. We gratefully acknowledge Christophe Cassou, Marie-Pierre Moine, Laure Coquart and Stéphane Sénési for discussions and help with the model. Computations were carried out at the CNRS supercomputing centre (IDRIS). This work was done while Matthieu Lengaigne was a visiting scientist at the National Institute of Oceanography (Goa, India), thanks to Institut de Recherche pour le Développement (IRD) funding.

Comprendre le « non-événement » El Niño de 2014 à la lumière du rôle des coups de vent

Dans le chapitre précédent, j'ai montré que l'état de l'océan modulait fortement la réponse en température de surface aux coups de vent d'ouest. À l'exception du refroidissement dans le pacifique ouest, cette modulation est peu liée à des caractéristiques de grande échelle associées au phénomène ENSO ou au cycle saisonnier, qui la rend peu prévisible, rajoutant par la même une limitation supplémentaire quant à la prévision d'ENSO. Une autre limitation provient directement de l'imprévisibilité de l'occurrence et des caractéristiques des coups de vent à l'horizon de 2-3 semaines. J'ai en effet montré dans le chapitre III que les caractéristiques et l'occurrence de ces coups de vent étaient intimement liées à la MJO et aux ondes de Rossby qui sont elles-mêmes actuellement peu prévisibles quelques semaines à l'avance. La meilleure source de prévisibilité des coups de vent provient donc encore aujourd'hui de leur modulation par ENSO. On s'attend en particulier à ce qu'un bord est du réservoir d'eau chaude (WPÉE) anormalement étendu vers le Pacifique est (par exemple par un coup de vent antérieur), favorise l'occurrence ultérieure d'autres coups de vent et le développement d'un événement El Niño (p. ex. [Lengaigne et al., 2003a](#); [Eisenman et al., 2005](#)). Ce contrôle n'est toutefois pas déterministe, mais probabiliste, laissant un rôle important à la stochasticité de l'atmosphère dans l'évolution d'El Niño. Le Pacifique équatorial a par exemple suivi une évolution très contrastée pendant les années 2014 et 2015/1997 malgré des conditions de grande échelle océaniques et atmosphériques à priori similaires. Au début de l'année 2014, le contenu thermique du Pacifique équatorial était élevé (une condition favorable au développement d'El Niño) et le réservoir d'eau chaude

FIGURE V.1 – (a) Série temporelle (moyennée entre 5°N-5°S) du contenu thermique du Pacifique pour les différentes années El Niño entre 1980 et 2014 issue des observations. (b) Idem, mais pour la position du bord est du réservoir d'eau chaude. Les couleurs évoluant du noir, bleu, vert, rouge indiquent par ordre croissant l'amplitude de chaque El Niño pendant leurs pics. (Figure issue de Menkes *et al.*, 2014)



s'étendait anormalement vers l'est. Cette extension inhabituelle du réservoir d'eau chaude devait donc favoriser des coups de vent plus nombreux, et plus décalés dans le Pacifique central que d'habitude (Eisenman *et al.*, 2005). En ce sens, le début de l'année 2014 était caractérisé par des conditions comparables à celles observées pendant le développement d'événements El Niño intenses comme en 1982-83 et 1997-98 (Figure Menkes1 a-b), ou bien comme celles observées début 2015 avant qu'un El Niño fort ne se développe également (McPhaden, 2015).

Malgré ces similitudes, le réservoir d'eau chaude s'est rétracté vers l'est à partir de juin 2014 pour finir en fin d'année proche de son état climatologique. Dans une étude basée sur des simulations forcées à laquelle j'ai contribué (Menkes *et al.*, 2014, fournie en annexe de ce manuscrit), nous avons montré que les différences d'évolution des températures de surface du Pacifique entre 2014 et 1997 étaient principalement la conséquence de l'absence de WWEs au début de l'été 2014. Nous allons détailler ces résultats dans la Section V.1. La Section V.2 fournit une validation du modèle couplé, en particulier des caractéristiques d'ENSO et de ses WWEs simulés, qui sera ensuite utilisé dans la Section V.3 pour mieux comprendre le rôle de la stochasticité des WWEs sur l'évolution et la prévisibilité d'El Niño

V.1 Rôle des WWEs dans l'évolution contrastée du Pacifique en 1997 et 2014

Si les mois de Mars 1997 et Mars 2014 sont tous les deux caractérisés par l'occurrence d'un intense WWE dans le pacifique ouest (deux dans le cas de 2014, figure Menkes2 a-c), aucun WWE ne s'est produit en 2014 pendant les mois qui ont suivi alors qu'une série de WWEs s'est produite au printemps et à l'été 1997. En forçant le modèle océanique ROMS (Regional Oceanic Modeling System, Shchepetkin et McWilliams, 2005) avec la tension de vent observée en 1997 et 2014, nous avons pu étudier l'impact des WWEs sur le déplacement du bord est du réservoir d'eau chaude pendant ces deux périodes. Il a en effet été possible de retirer ou ajouter n'importe quel WWE du forçage observé grâce à une méthode que j'ai développée. Une simulation de référence a été réalisée en utilisant la tension de vent observée. Une simulation « NOWWE » a été réalisée en retirant tous les WWEs de mars à juin pour comprendre leur impact sur l'évolution d'ENSO en 1997 et 2014. Une simulation « MarWWE » où seul le coup de vent de Mars 1997 a été conservé (et la série qui s'est produite entre avril et juillet 1997 a été retirée) a également été réalisée, pour comprendre le rôle respectif du WWE initial et celui de la série qui suivit. Finalement, une simulation « 1997WWE » où les WWEs de 2014 ont été remplacés par ceux de 1997 pour voir quel aurait été le comportement de l'océan en 2014 s'il s'était produit la série de WWEs de 1997.

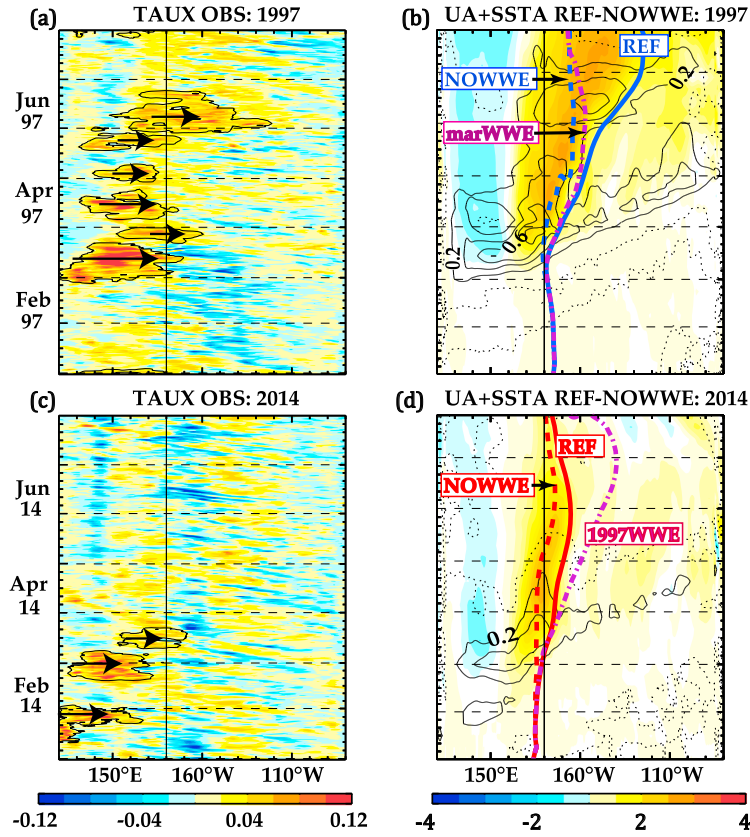


FIGURE V.2 – (gauche) Section longitude-temps (moyennées entre 3°N-3°S) des anomalies de tension de vent pendant la période (a) Janvier-Juillet 1997 et (c) Janvier-Juillet 2014 dans les observations. Les contours noirs indiquent les structures spatio-temporelles des WWEs dont le centre est marqué par une flèche de longueur proportionnelle à son WEI. (Droite) Section longitude-temps de (b) la différence entre la simulation de référence et une simulation (NoWWE) où les WWEs du printemps-été 1997 ont été supprimés et (d) la différence entre la simulation de référence et une simulation (NoWWE) ou les WWEs du printemps-été 2014 ont été supprimés. La couleur représente les anomalies de SST et les contours les anomalies de courant zonal de surface (intervalle entre chaque contour de 0.2 m.s^{-1}). Les lignes de couleur montrent le bord est du réservoir d'eau chaude dans les différentes simulations : REF, NOWWE, marWWE sur le panneau (b) et REF, NOWWE, 1997WWE (une simulation ou un coup de vent identique à celui de mars 1997 a été appliqué en 2014) sur le panneau (d). Une description plus précise de ces simulations est fournie dans le texte (Figure issue de [Menkes et al., 2014](#)).

Ces simulations ont permis de mettre en évidence l'important rôle de la série de WWE à partir d'Avril 1997 dans l'évolution ultérieure de ce fort El Niño. En effet, si le déplacement initial du bord est du réservoir d'eau chaude est forcé par le WWE de Mars 1997 (figure Menkes2 b trait en pointillé bleu), le réservoir d'eau chaude serait retourné à une position proche de sa position climatologique si les WWEs suivants n'avaient pas eu lieu (Figure V.2b trait en pointillé violet). De la même manière, ces simulations ont permis de confirmer que l'absence de WWEs entre avril et juillet a permis le retour du réservoir d'eau chaude à sa position climatologique en 2014. Si la série de WWEs d'avril à juin 1997 s'était produite en 2014, elle aurait permis un fort déplacement du bord est du réservoir d'eau chaude, du même ordre de celui observé et simulé en 1997. Malgré des conditions favorables au développement d'un El Niño au début de l'année 2014, l'absence de WWEs d'avril à juin 2014, malgré les anomalies chaudes de température de surface dans le Pacifique central n'a pas permis à un événement El Niño de se développer.

On peut donc légitimement se demander pourquoi aucun coup de vent d'ouest n'a eu lieu d'avril à juin 2014, alors qu'une extension inhabituelle du réservoir d'eau chaude dans le Pacifique central était censée les favoriser (Eisenman *et al.*, 2005; Lengaigne *et al.*, 2003a). On peut imaginer plusieurs scénarios pour expliquer cela. D'une part, on peut imaginer que les conditions de grande échelle (p. ex. la température de surface dans l'océan Indien ou dans le Pacifique Sud comme suggéré par Min *et al.*, 2015) pouvaient être défavorables au développement de la convection (et donc de coups de vent d'Ouest) dans le Pacifique central. On peut d'autre part envisager que cette évolution surprenante en 2014 est due à la stochasticité des coups de vent d'ouest. Les coups de vent d'ouest étaient en effet favorisés en 2014, mais le hasard a voulu qu'ils ne se produisent pas. C'est surtout cette seconde hypothèse que je vais tester dans la suite de ce chapitre, à l'aide du modèle couplé de circulation générale du CNRM-CM5.

J'ai effectué une simulation de contrôle de 40 ans avec CNRM-CM5. Je vais tout d'abord valider le comportement d'ENSO, de la MJO et des ondes de Rossby couplées à la convection, et des coups de vent dans cette simulation. J'étudierai ensuite si les relations entre WWEs et la MJO/les ondes de Rossby couplées à la convection et ENSO sont conformes aux observations dans ce modèle. Nous verrons dans la section V.2 que le modèle se comporte de manière conforme aux observations dans ce domaine, ce qui permet de l'utiliser

pour essayer de comprendre le rôle de la stochasticité dans l'évolution d'ENSO dans un cas semblable aux années 1997, 2014 et 2015. Je présenterai pour cela les résultats préliminaires d'une simulation d'ensemble, comprenant 50 membres de 1 an, et démarrant d'un état initial de la simulation de référence analogue à celui du début des années 1997, 2014 et 2015 (Pacifique « rechargé », bord est du réservoir d'eau chaude décalé vers le Pacifique central suite à un coup de vent d'Ouest). Cette étude rassemble des résultats obtenus dans les dernières semaines de ma thèse. Les analyses de la section V.3 sont donc préliminaires et nécessiteront un travail d'analyse supplémentaire pour être publiées.

V.2 ENSO et la variabilité intrasaisonnière dans le modèle

CNRM-CM5

Les différentes validations présentées dans cette section proviennent d'une simulation de contrôle de 40 ans que j'ai réalisé et de précédentes études se basant sur des simulations longues réalisées avec CNRM-CM5, provenant du 5e projet d'intercomparaison de modèles couplés CMIP5.

V.2.1 ENSO

En se basant sur une simulation longue de 150 ans, [Bellenger et al. \(2014\)](#) ont montré que ce modèle possédait une bonne représentation de l'amplitude et du phasage avec le cycle saisonnier d'ENSO. En effet, l'écart type des anomalies interannuelles de la température de surface dans la région Niño3 (5°N-5°S et 90°W-150°W, généralement utilisé comme indice pour quantifier ENSO) dans les observations et le modèle sont proches de 1 °C. Nous retrouvons ce résultat dans notre simulation de contrôle qui présente aussi un pic d'ENSO se produisant en hiver boréal (Figure V.3b), tout comme dans les observations (Figure V.3a). Il est à noter que la fréquence d'apparition des événements El Niño et La Niña sont un peu surestimées avec des événements qui arrivent plus souvent (i.e. une tendance biennale plus marquée) que dans les observations. En général, l'étude de Bellenger et al. (2014) évaluait la performance à simuler ENSO à la fois à l'aide de 4 mesures de la fidélité aux observations (amplitude, structure, spectre, saisonnalité) et 4 mesures de la représentation des rétroactions qui jouent un rôle important dans ce phénomène (rétroaction de Bjerknes,

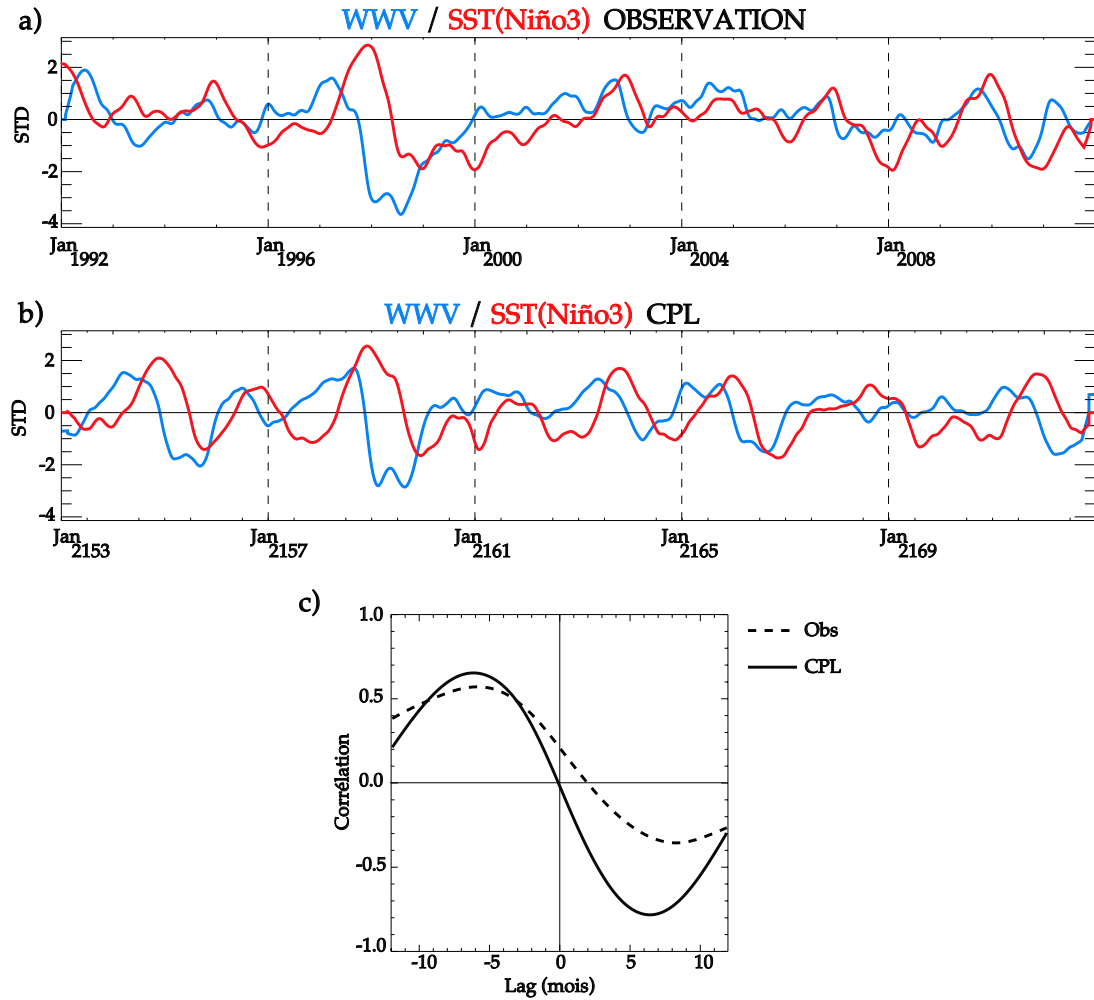


FIGURE V.3 – Séries temporelles normalisées des anomalies interannuelles de (rouge) température de surface, moyennées dans la région Niño3 [5°N-5°S et 90°W-150°W] et (bleu) le contenu thermique du Pacifique équatorial dans (a) les observations pendant la période 1992-2011 et (b) dans le modèle pendant la période 2153-2173 (le dénombrement des années dans le modèle couplé étant arbitraire). (c) Corrélation laguée entre le WWV et les anomalies interannuelles moyennées dans la région nino3 dans (pointillé) les observations et (trait continu) le modèle. Les lags négatifs correspondent à un WWV en avance sur l'indice Niño3.

rétroaction liée au flux et ses différentes composantes). Pour l'ensemble de ces mesures, le modèle CNRM-CM5 se situait plutôt dans le « haut du panier » des modèles CMIP5, ce qui nous conforte quant à sa capacité à simuler ENSO et à le faire correctement pour de bonnes raisons.

La Figure V.4 compare les mécanismes couplés océan-atmosphère qui lient les anomalies de température de surface, précipitations de tension de vent associées à ENSO dans les observations et dans le modèle. En accord avec les observations, les anomalies de SST associées à ENSO sont bien reliées à des anomalies de grande échelle de vent d'ouest dans le Pacifique central, bien que celles-ci soient sous-estimées (coefficient de régression entre la tension de vent zonale dans la région Niño4 et la SST dans la région Niño3 égal à $0.008 N.m^{-2}.^{\circ}C^{-1}$ contre $0.012 N.m^{-2}.^{\circ}C^{-1}$ dans les observations). La température de surface est alors anormalement chaude au niveau de la langue d'eau froide et on observe une augmentation des précipitations dans le Pacifique central (Figure V.4b-d). Ces résultats indiquent donc que la structure spatiale simulée d'ENSO est comparable à celle des observations (Figure V.4a-c), conformément aux résultats de [Bellenger et al. \(2014\)](#).

Il est aussi intéressant de comparer l'évolution temporelle d'ENSO dans le Pacifique équatorial. La Figure V.5 représente le composite moyen des anomalies de tension de vent zonale, température de surface et niveau de la mer des années El Niño de la simulation de contrôle. Comme dans les observations (Figure I.5 dans le chapitre I de cette thèse), on observe des anomalies de vent d'ouest dans le Pacifique ouest qui apparaissent entre 6 et 9 mois avant le pic d'un événement El Niño (Figure V.5a), qui se renforcent et se déplacent vers le Pacifique central jusqu'au pic de l'événement mi-décembre. Ces anomalies de vent d'ouest sont associées à une élévation du niveau de la mer et par effet miroir, un approfondissement de la thermocline (Figure V.5c) et à un fort réchauffement de la SST du Pacifique central et est (Figure V.5 b). Dans le modèle, la limite ouest des alizés, qui s'étend normalement jusqu'à 160°E dans les observations est moins bien définie, les alizés ayant tendance à s'étendre jusqu'à l'extrême ouest du bassin. Cependant, les mois précédant et durant le pic d'El Niño, elle s'étend plus à l'est, jusqu'à 170°W dans le Pacifique central (pointillé sur la Figure V.5a). La position du réservoir d'eau chaude saisonnière est bien représentée

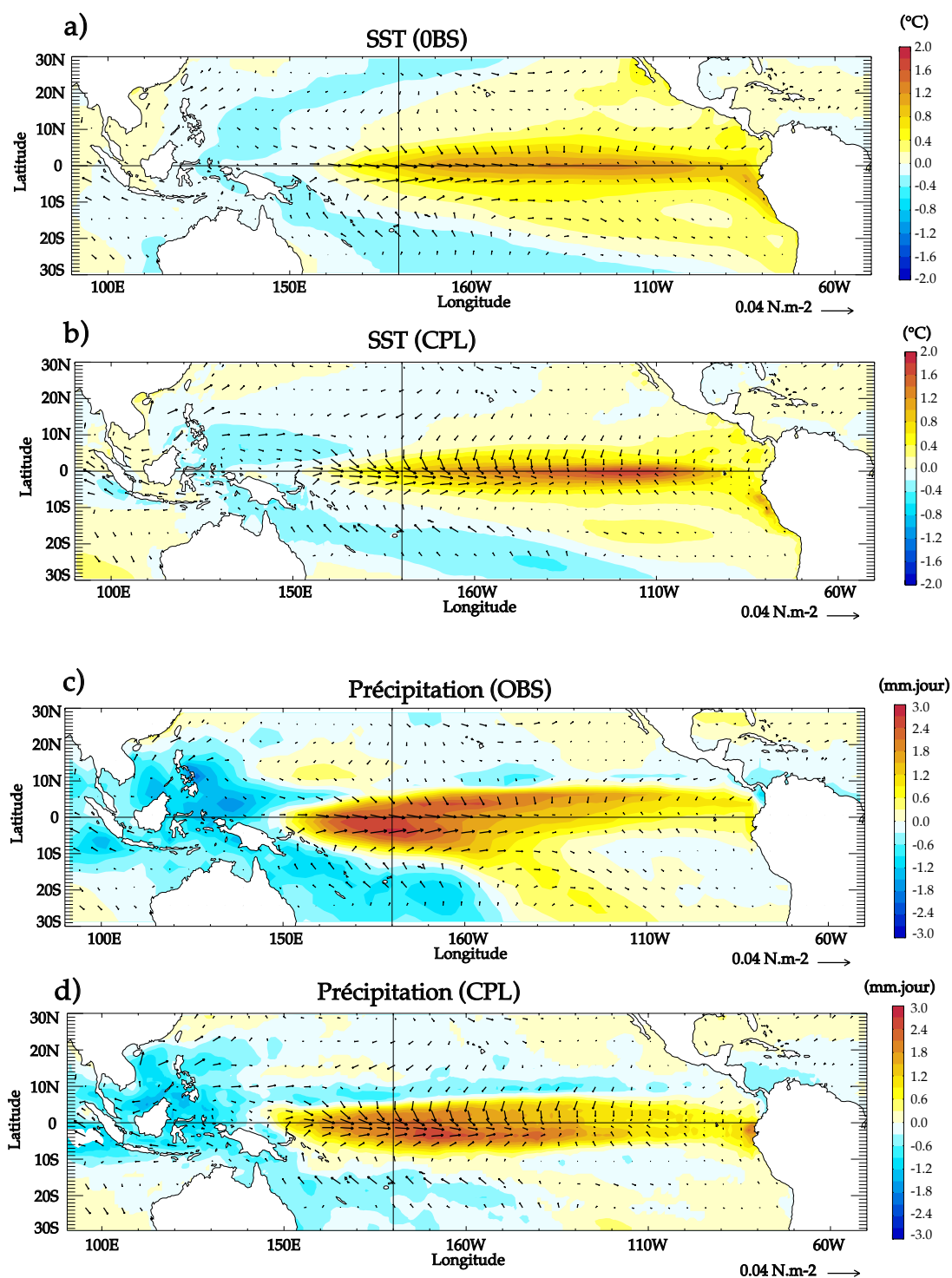


FIGURE V.4 – (haut) Régression des anomalies interannuelles de température de surface (a) dans les observations (Tropflux) et (b) dans le modèle (simulation CPL) sur un indice ENSO calculé comme les anomalies interannuelles de température de surface dans la région Niño3. (bas) Régression des anomalies interannuelles de précipitation (c) dans les observations (Tropflux) et (d) dans le modèle (simulation CPL) sur l'indice ENSO. Les vecteurs représentent la régression des anomalies interannuelles de tension de vent (a-c) des observations et du modèle (b-d) sur l'indice ENSO.

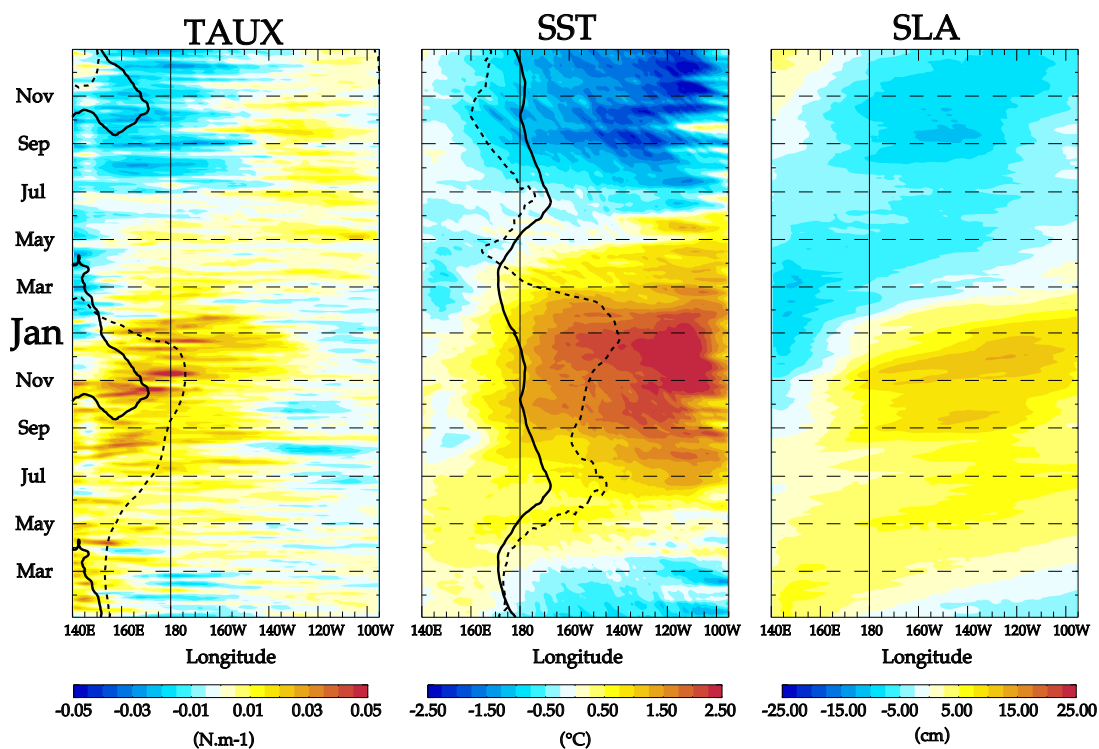


FIGURE V.5 – Composite des anomalies de (a) tension de vent zonale, (b) SST et (c) niveau de la mer associées aux événements El Niño dans la simulation de contrôle. Les composites sont centrés sur le pic des événements El Niño, le 1er janvier. Une année est considérée comme une année El Niño lorsque les anomalies interannuelles de SST normalisées dans la région Niño3 sont supérieures à 1 écart type durant au moins 3 mois. Sur le panneau a, le trait plein (pointillé) montre l'isocontour -0.01 N.m^{-1} saisonnier (en période El Niño). Sur le panneau b, la trait plein (resp. pointillé) représente le bord est du réservoir d'eau chaude saisonnier (resp. en période El Niño).

par le modèle, ainsi que son déplacement vers l'est d'environ 40° pendant le pic d'El Niño (pointillé sur la Figure V.5b). On note toutefois des différences avec les observations. Les anomalies de tension de vent associées à El Niño dans le modèle sont deux fois plus faibles que celles dans les observations et se répercutent sur l'amplitude des anomalies de niveau de la mer. Ce résultat est cohérent avec l'analyse de [Bellenger et al. \(2014\)](#) qui montre que l'amplitude de la rétroaction de Bjerknes est sous-estimée dans ce modèle comme dans la vaste majorité des modèles CMIP. On distingue aussi, grâce à ces composites, le caractère biennal d'ENSO dans le modèle, avec une terminaison de l'événement plus abrupte que dans les observations avec le retour rapide du réservoir d'eau chaude dans le pacifique ouest fin janvier associé au développement d'un événement La Niña.

L'analyse de [Bellenger *et al.* \(2014\)](#)) évalue les rétroactions atmosphériques instantanées dans le modèle, mais non les rétroactions retardées qui jouent aussi un rôle déterminant dans l'évolution d'ENSO. Celles-ci sont également correctement représentées dans CNRM-CM5. Dans les observations, en accord avec la théorie de l'oscillateur rechargé, le contenu thermique du pacifique tropical fait office de précurseur des événements El Niño. On observe en effet une corrélation maximale de 0.6 entre les anomalies interannuelles de contenu thermique du Pacifique équatorial et les anomalies interannuelles de SST dans la région Niño3, 6 mois plus tard (trait en pointillé sur la figure [V.3c](#)). Ce préconditionnement de l'évolution d'ENSO par le contenu de chaleur du Pacifique est bien reproduit par le modèle (trait continu sur la figure [V.3c](#)). On constate par contre un comportement de décharge très symétrique avec la recharge dans le modèle, contrairement aux observations. Ceci est probablement lié à la tendance du modèle à avoir un ENSO plus biennal que dans les observations (c-à-d des Niños assez systématiquement suivis de Niñas, comme dans les observations, mais aussi des Niñas souvent suivis de Niños, ce qui est moins souvent observé). Dans la mesure où je m'intéresse ici au développement initial d'ENSO, et non à sa transition vers La Niña, il n'est pas évident que ce biais du modèle soit un gros problème pour la question scientifique posée.

V.2.2 Variabilité intrasaisonnière atmosphérique

V.2.2.1 La MJO et les ondes couplées à la convection

En analysant la variabilité des précipitations des simulations de contrôle du 5e projet d'intercomparaison de modèles couplés CMIP5, [Hung *et al.* \(2013\)](#) ont montré que le modèle CNRM-CM5 se montre également performant dans sa simulation de la MJO et des ondes équatoriales couplées à la convection (Figure [V.6](#)). En effet, l'amplitude ainsi que la vitesse de phase de la MJO et des ondes de Rossby atmosphériques sont relativement comparables à celles observées (autour de $5m.s^{-1}$ contre $7m.s^{-1}$). De plus, parmi les modèles de CMIP5 qui représentant le mieux la MJO, CNRM-CM5 est le seul modèle à correctement modéliser la propagation vers l'est de la MJO. Il a été suggéré que ce comportement pouvait être lié à la paramétrisation de la convection profonde de CNRM-CM5, seul modèle à utiliser une fermeture convective en convergence d'humidité, pourtant issue d'un schéma

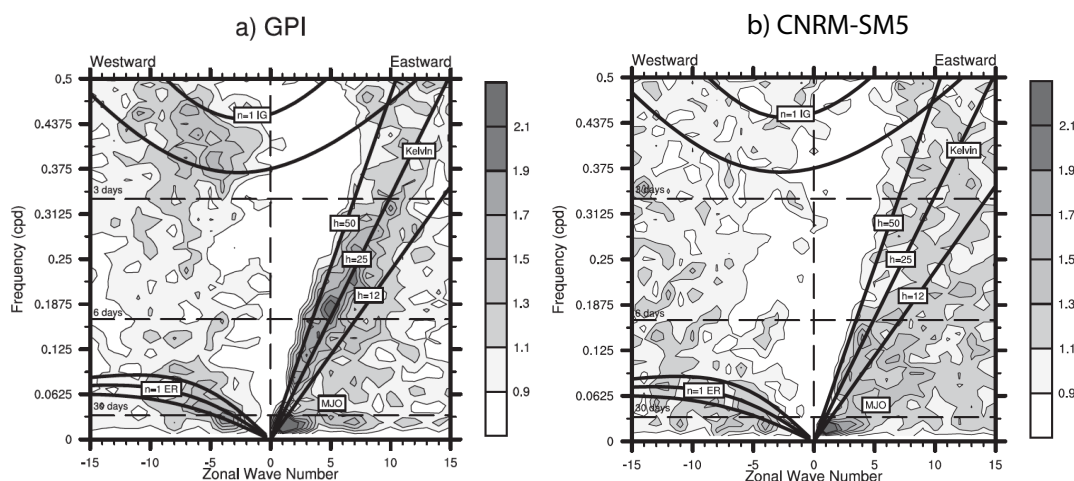


FIGURE V.6 – Comparaison des spectres en nombre d'ondes et fréquence de la partie symétrique de la variabilité intrasaisonnière de précipitation (a) des observations GPI (Janowiak et Arkin, 1991), et (c) de la simulation de contrôle du modèle CNRM-CM5 des expériences issues de CMIP5 (d'après Hung et al., 2013).

ancien (Bougeault, 1985). Cette bonne représentation de la variabilité atmosphérique à l'échelle intrasaisonnière nous permet d'être confiant quant à l'utilisation de la méthode de filtrage de Wheeler et Kiladis (1999) (cf. Chapitre III) pour isoler le signal correspondant à la MJO et aux ondes de Rossby de la tension de vent dans notre simulation.

Les distributions des anomalies de tension de vent associées à la MJO et aux CRWs sont respectivement caractérisées dans ma simulation par des écarts-types de 0.0053 N.m^{-2} (0.0076 N.m^{-2} dans les observations) et 0.0063 N.m^{-2} (0.0073 N.m^{-2} dans les observations). Ces valeurs sont légèrement sous-estimées par rapport aux observations, mais restent très comparables.

V.2.3 Les caractéristiques des coups de vent

Dans cette section, j'ai utilisé la même méthode de détection des coups de vent que dans le Chapitre 3 pour caractériser les WWEs et EWEs simulé par le modèle couplé. Sur la période de la simulation de contrôle (40 ans), j'ai détecté 201 WWEs et 215 EWEs correspondant à 5 coups de vent par ans pour 6 dans les observations.

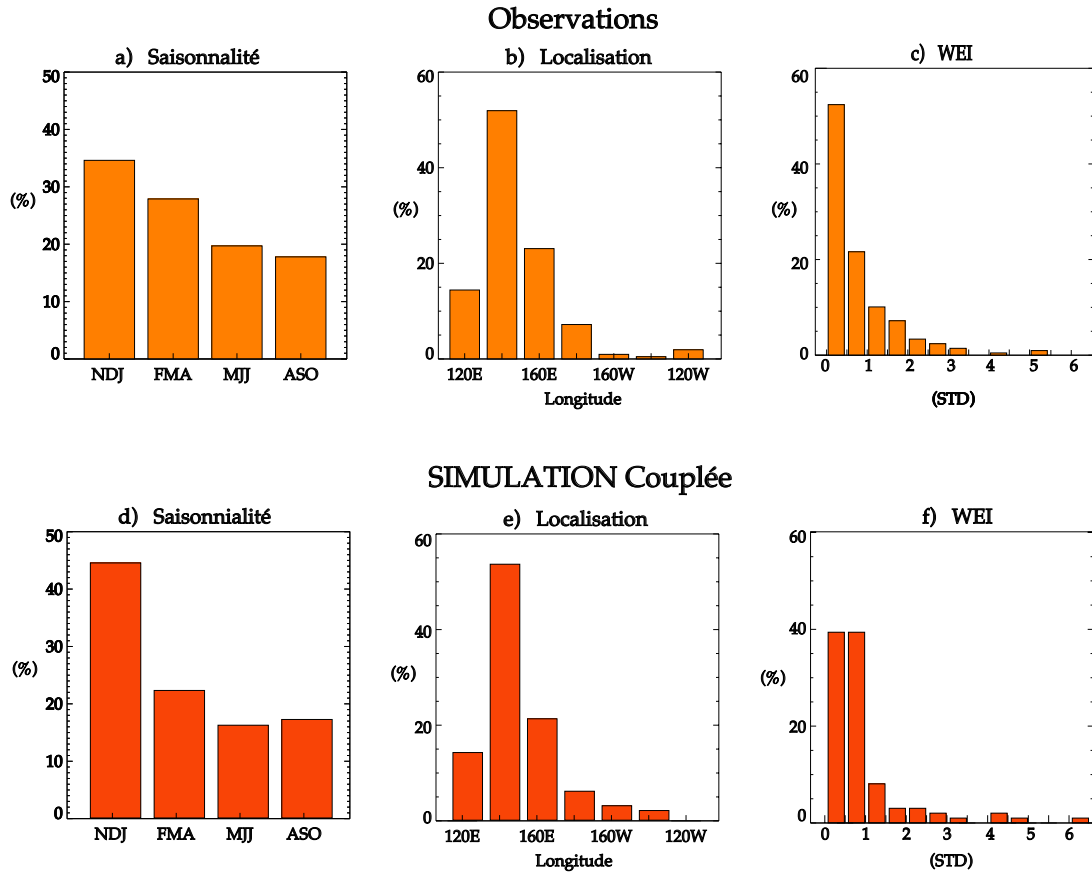


FIGURE V.7 – (haut) Caractéristiques des WWEs détectés à partir des observations. (bas) Caractéristiques des WWEs détectés à partir du modèle. Distribution de (a-d) la saisonnalité (b-e) la localisation et (c-f) le WEI des WWEs.

La figure V.7 compare la saisonnalité, la localisation et le WEI des WWEs détectés dans les observations et dans le modèle. On retrouve la même variabilité saisonnière de l'occurrence des WWEs que dans les observations, avec un maximum de WWEs en hiver boréal (Figure V.7a-d). Le pourcentage de WWEs se produisant en NDJ (45 %) est toutefois sur-estimé par rapport aux observations (35 %). La localisation observée des WWEs est spectaculairement bien reproduite par le modèle, calquant quasiment à l'identique celle des observations (V.7b-e). Finalement, la distribution du WEI des WWEs du modèle est aussi

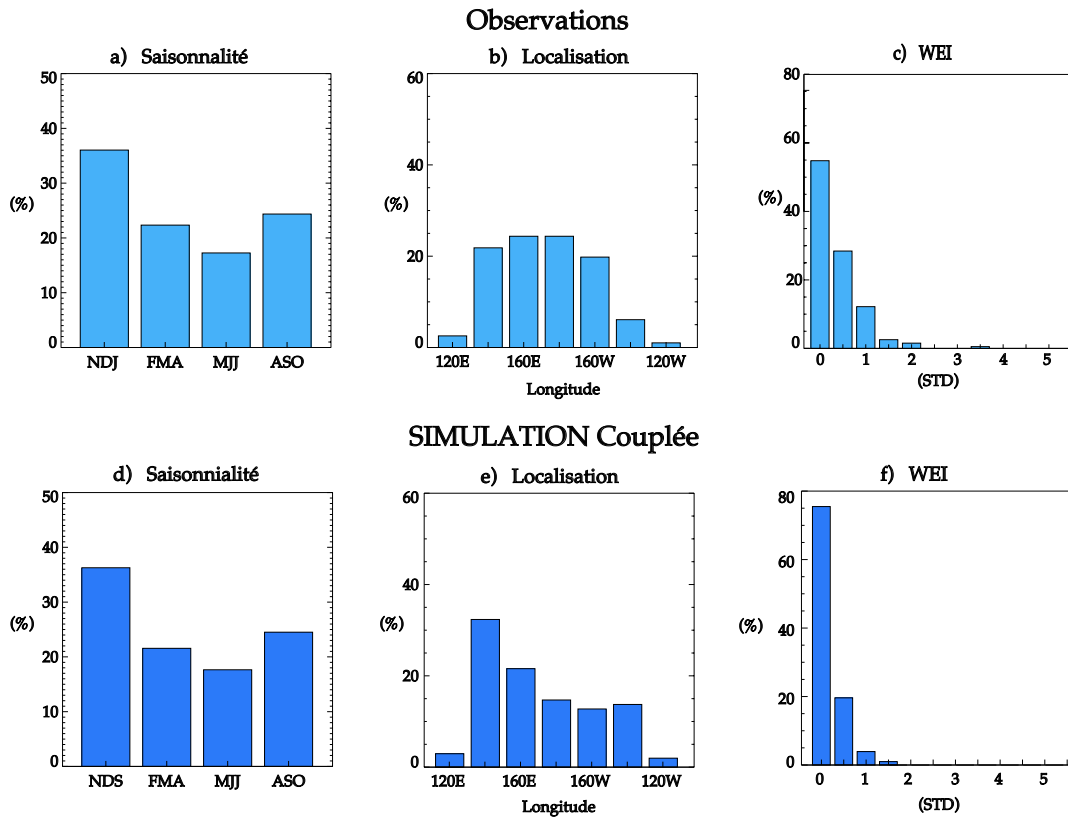


FIGURE V.8 – (haut) Caractéristiques des EWEs détectés à partir des observations. (bas) Caractéristiques des EWEs détectés à partir du modèle. Distribution de (a-d) la saisonnalité (b-e) la localisation et (c-f) le WEI des EWEs.

cohérente avec celle des observations. Leurs écarts-types sont très proches avec une valeur de 10.2 N.s pour les observations et 11 N.s pour le modèle. Ces distributions sont aussi caractérisées par des facteurs d'asymétrie très similaires de 2.5 pour les observations et 2.95 pour le modèle.

De la même manière, le modèle représente aussi correctement les différentes caractéristiques des EWEs (Figure V.8). Leur saisonnalité est identique à celle des observations (Figure V.8a-d) avec une augmentation du nombre de EWEs en automne et hiver boréal. Tout comme dans les observations, les EWEs simulés par le modèle ont tendance à se produire dans le pacifique central avec peu d'événements dans l'extrême ouest et est. Le WEI des EWEs du modèle est légèrement plus faible (écart type égal à 3.2 N.s) que dans les observations (4.5N.s) et leur distribution est caractérisée par un facteur d'asymétrie similaire (2.5 dans le modèle contre 3.1 dans les observations). À la différence des WWEs, le modèle

produit donc des EWEs plus faibles et est moins enclin à générer des événements extrêmes. Ces différences de WEI entre le modèle et les observations ne sont pas très grandes, mais cela suggère tout de même que l'impact des WWEs risque d'être légèrement surestimé dans le modèle et celui des EWEs, légèrement sous-estimé.

On s'intéresse maintenant à la structure spatiale des WWEs dans le modèle. Malgré une amplitude moyenne de 0.07 N.m^{-2} au plus fort du WWEs, soit 10% de plus que dans les observations, les WWEs modélisés présentent une structure spatiale et une évolution temporelle extrêmement similaire aux observations (Figure V.9a-b). On observe une augmentation des précipitations associées aux WWEs 8 jours précédant son occurrence et jusqu'à 4 jours après (Figure V.9b). La paire de cyclones centrés autour de 10°N et 10°S au lag 0 et se déplaçant vers l'ouest au lags suivants, est aussi une caractéristique des WWEs dans le modèle, suggérant une relation avec les ondes de Rossby similaire à celle observée. On note enfin un déplacement vers l'est d'une anomalie négative de précipitation à $5\text{-}7 \text{ m.s}^{-1}$ à l'ouest du WWE du Lag -8 au Lag +8 (Figure V.9 b) suggérant aussi un lien avec la MJO, tout comme dans les observations. Tout comme les WWEs, la structure spatiale et temporelle des EWEs est aussi bien représentée. Dans la section suivante, nous allons quantifier plus précisément la relation entre la MJO et CRW avec les coups de vent.

V.2.3.1 Le lien entre les coups de vent et la variabilité atmosphérique

Dans le chapitre III, j'ai mis en évidence la forte association des WWEs et EWEs avec d'une part la MJO et d'autre part les ondes de Rossby couplées à la convection. Dans la section précédente, nous avons également vu que le modèle CNRM-CM5 représentait fidèlement les EWEs, les WWEs, la MJO et les CRWs.

Dans cette section j'emploie les mêmes diagnostics que dans le chapitre III pour valider les liens entre WWEs/EWEs et la MJO/les CRWs dans le modèle. La Figure V.10 nous renseigne sur l'intensité de la MJO et des ondes de Rossby couplées à la convection pendant l'occurrence de chaque coup de vent détecté dans le modèle et dans les observations. Dans le modèle, 66 % des WWEs sont associés à une phase convective de la MJO contre 57 % dans les observations ; 77% à une phase convective de CRWs contre 70 % dans les observations

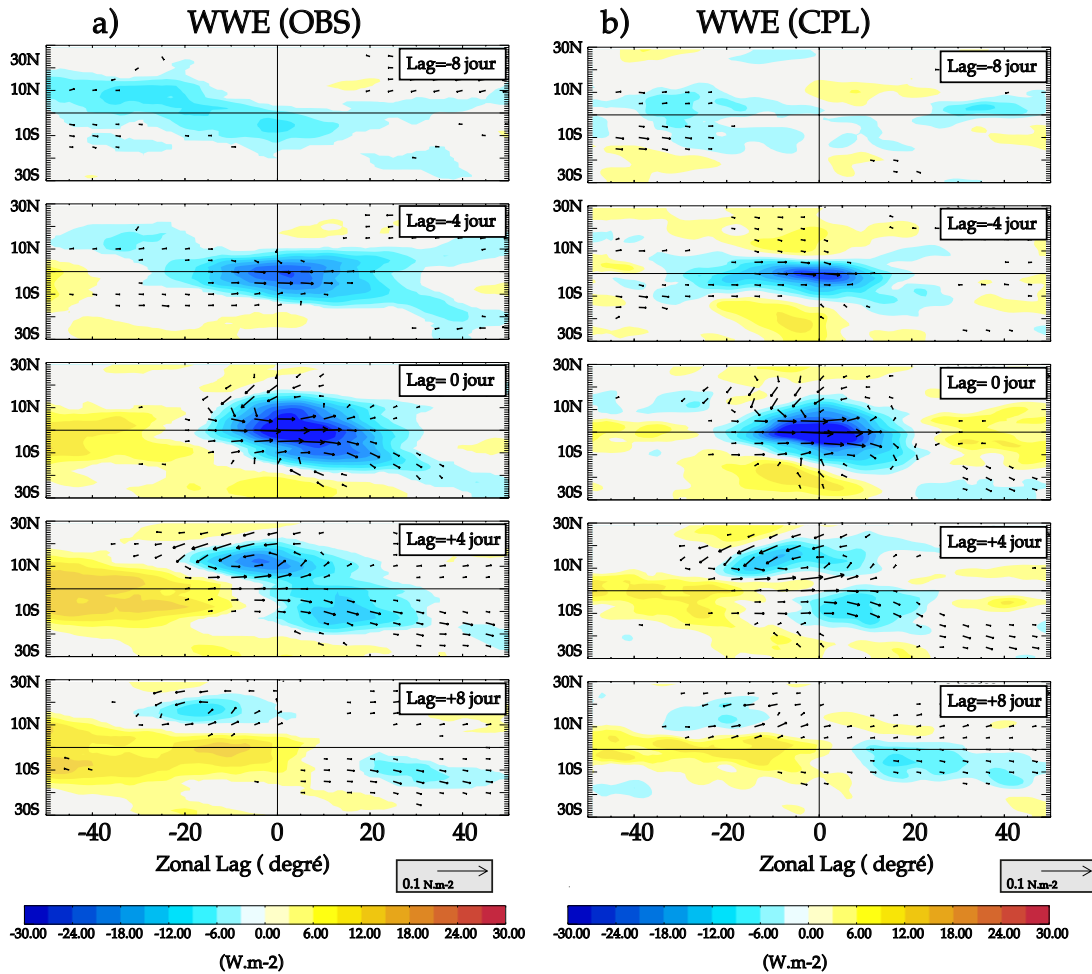


FIGURE V.9 – Composite spatial des WWEs (a) dans les observations (OBS) et (b) dans le modèle (CPL) des anomalies intrasaisonnières d’OLR. Les vecteurs montrent le composite spatial de la tension de vent associée au WWEs (a) des observations et (b) du modèle.

et 51% se produisent pendant la cooccurrence des deux (41% dans les observations). Seuls 8% des WWEs ne sont pas associés à la MJO ou aux CRWs dans le modèle (14% dans les observations). Tout comme dans les observations, ces résultats sont robustes vis-à-vis des différents critères de détection des WWEs et des phases de MJO et CRWs. Le modèle représente aussi relativement bien le lien entre les EWEs et les phases subsidentes de MJO et CRWs. En effet, on trouve 46% (47% dans les observations) des EWEs associés à une phase subsidente de MJO, 47% (53% dans les observations) avec une phase de CRW et 15% (27% dans les observations) lors de la cooccurrence des deux phénomènes.

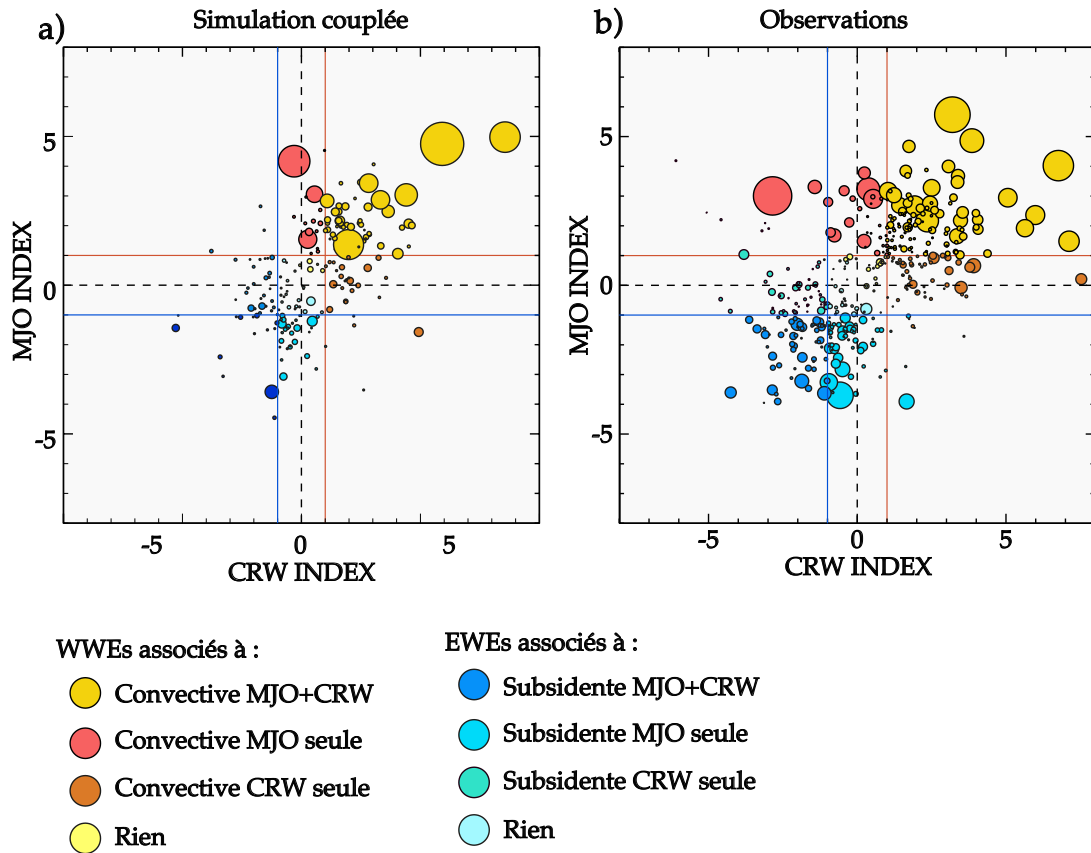


FIGURE V.10 – Scatter plot des indices de la MJO et CRW (calculé comme dans le chapitre III) associés à chaque coup de vent dans (a) le modèle et (b) les observations. Les lignes rouges (bleues) montrent le seuil pour la détection des phases « convectives » (« subsidentes »). La taille des cercles est proportionnelle au WEI de chaque coup de vent. Les WWEs sont représentés par les couleurs chaudes alors que les EWEs par des couleurs froides.

V.2.3.2 Modulation des coups de vent par ENSO

Comme je l'ai souligné à de multiples reprises, la modulation des WWEs par ENSO (le « bruit multiplicatif ») est un élément crucial quant à l'impact de ces WWEs sur ENSO. J'ai confirmé cette modulation dans le chapitre III en montrant que la probabilité d'occurrence des WWEs augmentait au fur et à mesure que le réservoir d'eau chaude se déplaçait vers l'est. Aucune relation robuste entre l'occurrence des EWEs et ENSO n'avait cependant pu être confirmée dans les observations. La Figure V.11 applique le même diagnostic au mo-

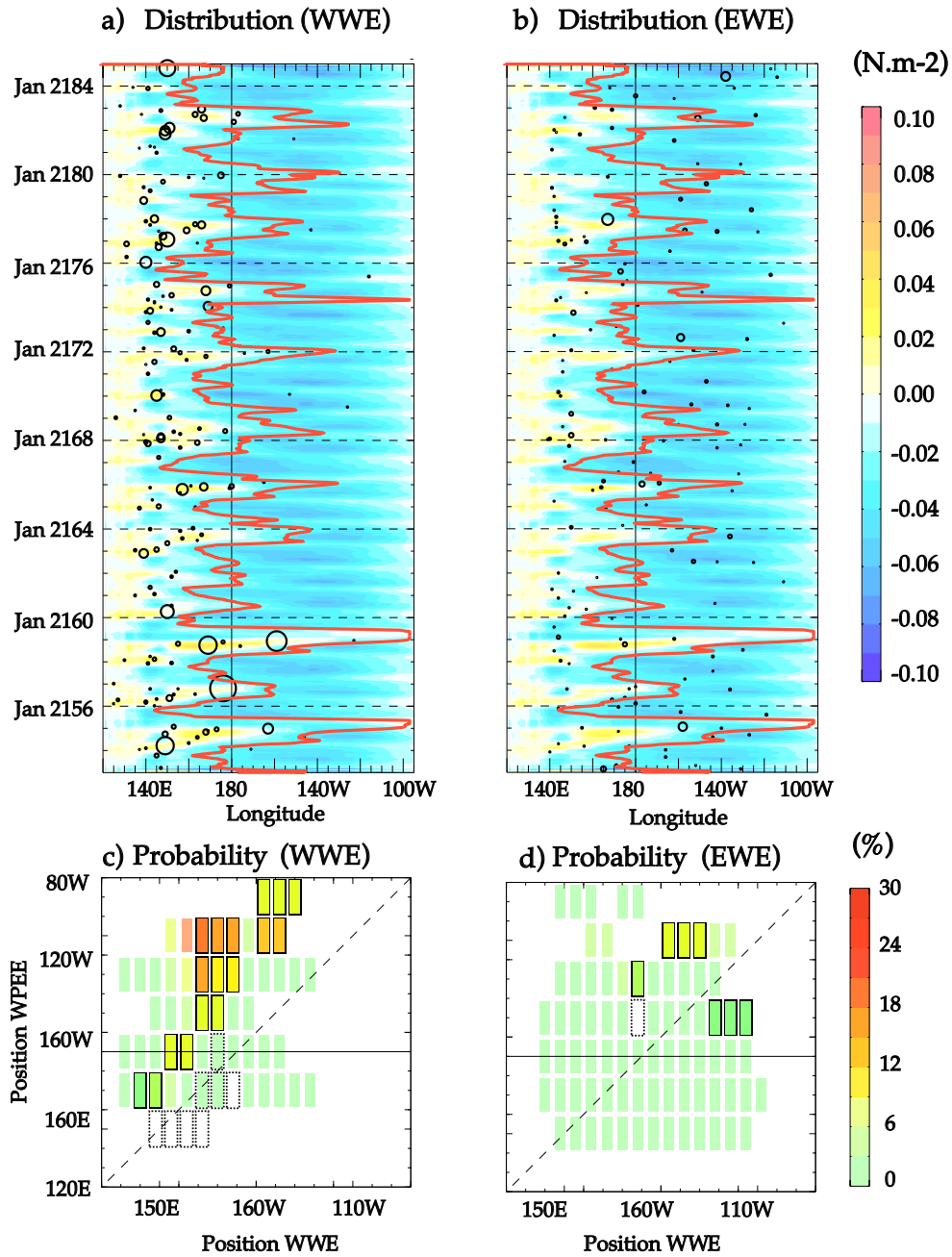


FIGURE V.11 – (Haut) Section longitude-temps (moyenne 2°N-2°S) de la variabilité inter-annuelle de la tension de vent avec la distribution des (a) WWEs et (b) EWEs du modèle représenté par des cercles proportionnels au WEI de chaque coup de vent. La ligne rouge représente le bord est du réservoir d'eau chaude (isotherme 27.5 °C). (bas) La probabilité d'occurrence des (c) WWE et (d) EWEs en fonction de la longitude d'occurrence des coups de vent et de la position du bord est du réservoir d'eau chaude. Les contours noirs (pointillés) représentent les probabilités qui sont significativement supérieures (inférieure) à une distribution aléatoire de coup de vent (même méthodologie que celle employée dans le chapitre III).

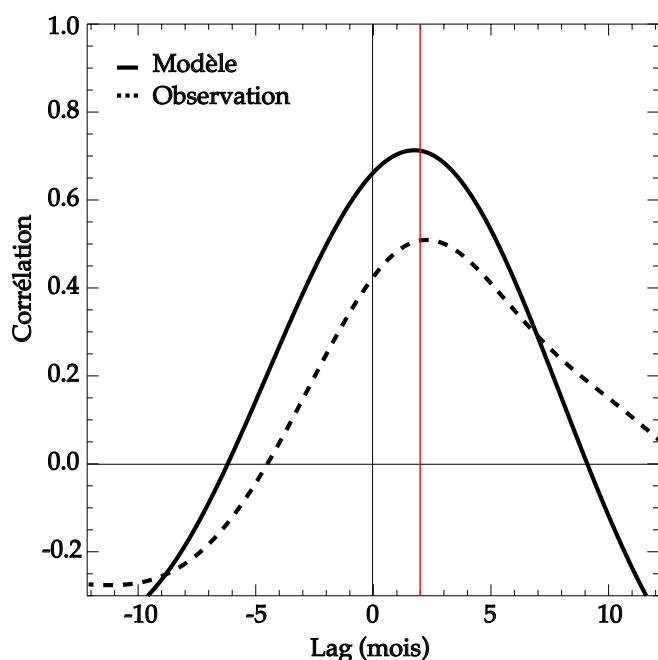


FIGURE V.12 – Corrélation laguée entre la composante l'indice basse fréquence de l'occurrence des WwEs dans le Pacifique central (plus de détail dans le texte) et les anomalies interannuelles de SST moyennées dans la région Niño3 (ligne continue) du modèle et (ligne pointillée) des observations. Un lag positif signifie que les anomalies de SST suivent l'occurrence basse fréquence des WwEs.

dèle que celui appliqué aux observations dans le chapitre III. On retrouve là encore des résultats très conformes à ceux observés. En effet, comme on peut le voir sur la Figure V.11a, les WwEs se produisent plus à l'est et plus fréquemment lorsque le réservoir d'eau chaude se déplace vers l'est.

De manière plus quantitative, on retrouve la corrélation entre l'occurrence basse fréquence des WwEs (calculée comme la moyenne glissante à 5 mois de l'occurrence des WwEs dans le Pacifique central [155°E ; 180]) et les anomalies de SST dans la région Niño3 (Figure V.12) montré par Seiki et Takayabu (2007a) (cf : leur figure 6 panneau c). Ces corrélations de 0.75 dans le modèle et 0.5 dans les observations pour un lag variant de 1 à 4 mois montrent qu'il existe un fort lien entre l'occurrence des WwE et ENSO.

Comme dans les observations, la distribution des EWes semble plus aléatoire et moins contrainte par les variations du réservoir d'eau chaude que les WwEs (Figure V.11b). Ce sentiment est confirmé par la figure MODwwe d qui ne montre aucun lien entre l'occurrence des EWes et la position du réservoir d'eau chaude dans le Pacifique équatorial.

Dans cette section et dans le chapitre II, nous avons démontré que le modèle CNRM-CM5 décrivait correctement l'état moyen du Pacifique et possédait une représentation satisfaisante d'ENSO, tant au niveau de ses caractéristiques principales que des principales rétroactions impliquées dans son développement. Le modèle simule en outre raisonnablement la MJO et les ondes de Rossby couplées à la convection. Enfin, la saisonnalité, la distribution spatiale et d'intensité des WWEs et des EWEs sont bien représentées, ainsi que leur contrôle par la MJO, les CRWs et ENSO. Cela fait de ce modèle un bon outil pour tester l'influence des coups de vent sur l'évolution d'ENSO, notamment durant le « non-événement » de 2014.

V.3 Rôle des coups de vent dans la prévisibilité d'El Niño : une stratégie de simulation d'ensemble

Comme nous l'avons déjà remarqué précédemment et détaillé sur la Figure V.13, les débuts d'année 1997 et 2014 étaient caractérisés par un Pacifique équatorial rechargé (WWV positif, Figure V.13a-c), par un réservoir d'eau chaude anormalement déplacé vers l'Est (Figure V.13d) et par l'occurrence d'un WWE en Février-Mars particulièrement fort (Figure V.13b). De plus, ces débuts d'année étaient aussi caractérisés par des SST dans le Pacifique Est proche de la climatologie (Figure V.13e). Ces années présentaient donc toutes les trois des conditions favorables au déclenchement d'un événement chaud (Figure V.13). Notre stratégie est donc de trouver un état initial à ces trois hivers dans la simulation de référence et de réaliser une simulation d'ensemble à partir de ces conditions initiales afin de déterminer si des évolutions similaires aux événements de 1997 et 2014 peuvent être simulées par certains membres de l'ensemble et de mieux comprendre les mécanismes sous-jacents responsables de cette dispersion.

La Figure V.13f-g-h-i-j présente des diagnostics similaires à la Figure V.13a-b-c-d-e dans la simulation de contrôle. Le début d'année 2154 de cette simulation présente des conditions très proches de celles observées début 1997, 2014 et 2015. En effet, au début de l'année 2154, le Pacifique était rechargé avec une anomalie de contenu thermique élevée (Figure V.13f-h) et comparable aux années 1997, 2014 et 2015 dans les observations (Figure V.13a-c). L'occurrence d'un très fort WWE (le troisième plus intense sur toute la pé-

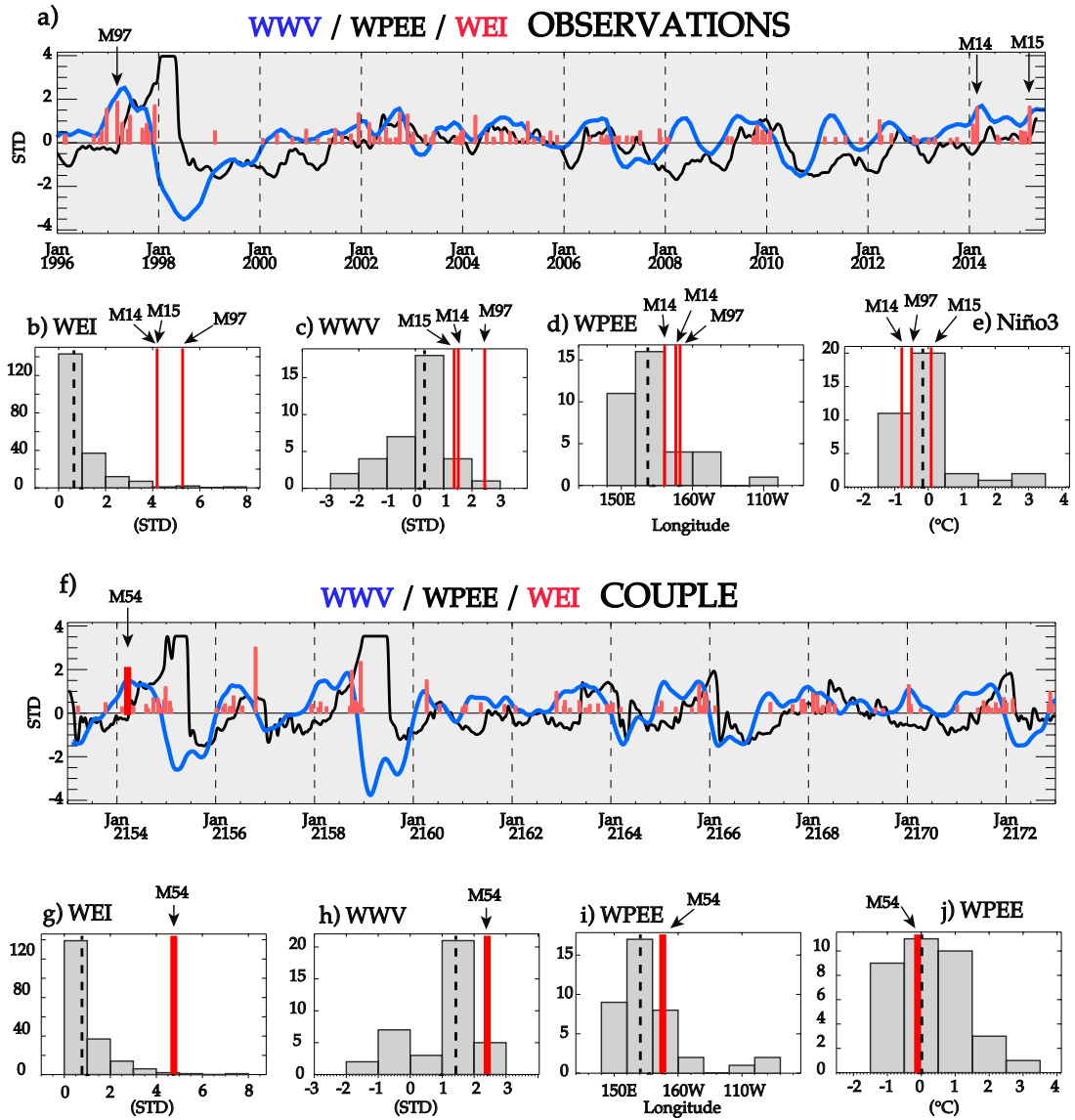


FIGURE V.13 – (a) Série temporelle des anomalies interannuelles standardisées de (bleu) contenu en chaleur du Pacifique (WWV) et (noir) WPEE dans les observations sur la période 1979-2014. Les barres rouges représentent les WVEs et leur taille est proportionnelle à leur WEI. (b) Distribution du WEI des WVEs. (c) Distribution du WWV en mars de chaque année sur la période (1980-2014). (d) Distribution de la position du WPEE en avril de chaque année sur la période. (e) distribution des anomalies de SST dans la région Niño3 en mars de chaque année. Sur (a-b-c-d-e) les WVEs de mars 1997 (M97), 2014 (M14) et mars 2015 (M15) sont signalés par une flèche. Sur (b-c-d-e) la ligne en pointillée représente la médiane de la distribution et les ligne rouges les années 1997, 2014 et 2015. (f-g-h-i-j) identique à (a-b-c-d-e), mais pour le modèle sur la période 2153-2172. Sur (f-g-h-i-j) le WVEs de mars 2154 (M54) est signalé par une flèche.

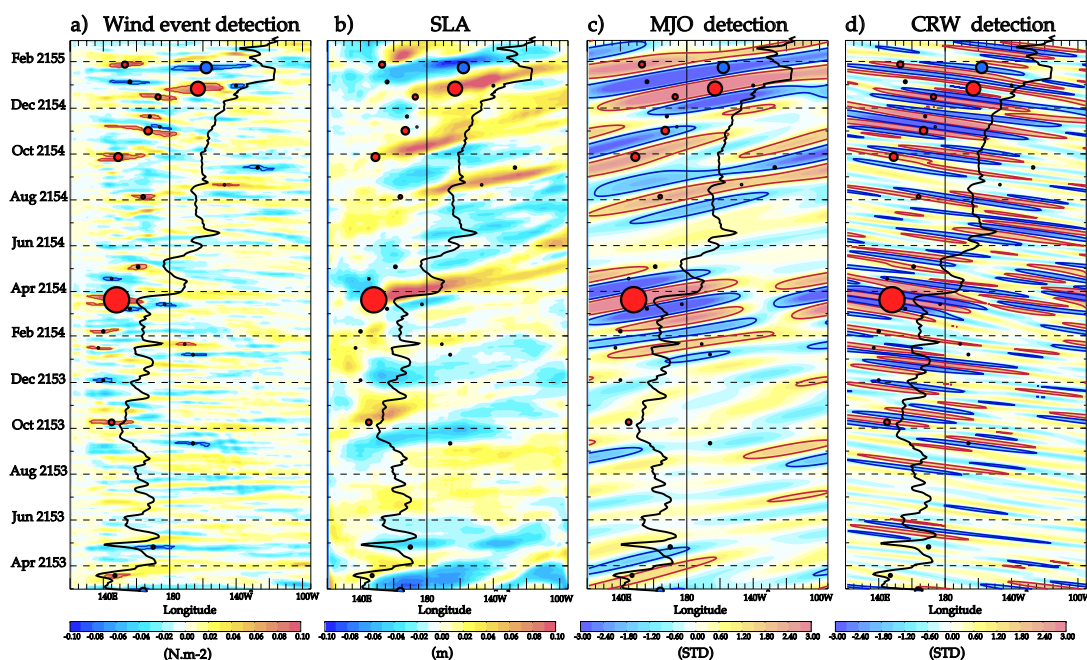


FIGURE V.14 – Section longitude-temps (moyenné entre 2°N-2°S) des anomalies de (a) tension de vent zonale, (b) niveau de la mer, (c) tension de vent zonale associée à la MJO avec les phases convective (contour rouge) et subsidente (contour bleu) et (d) tension de vent zonale associée aux CRWs avec les phases convective (contour rouge) et subsidente (contour bleu) sur la période d’avril 2153 à février 2155 dans le modèle. Le contour noir représente le bord est du réservoir d’eau chaude (isotherme 27.5 °C). Les cercles rouges (bleus) représentent la date et la longitude centrale des WWEs (EWEs) et dont la taille est proportionnelle au WEI.

riode de la simulation, cf. Figure V.13g) en mars 2154 a initié le déplacement du réservoir d’eau chaude, initialement contraint à l’ouest, vers l’est (figure V.14a). On retrouve aussi ces conditions en 1997, 2014 et 2015 avec des WWEs exceptionnellement intenses en mars (respectivement le 2ème, 4ème et 5ème plus intense sur la période 1979-2014, cf. Figure V.13 g). Dans ces trois cas, le WPEE s’est retrouvé à l’est de la ligne de changement de date le mois suivant le WWE (Figure V.13f-i).

Ces conditions favorables ont conduit à un El Niño mature fin 2154, dont le développement est résumé figure Valcpl. Le fort WWE de mars 20154 a initié le déplacement du réservoir d’eau chaude vers l’est (Figure V.14a) en déclenchant une intense onde de Kelvin de downwelling (Figure V.14b). En déplaçant la cellule convective, ce WWE initial a favorisé l’occurrence de WWEs ultérieurs qui ont permis le développement d’un El Niño mature dont les anomalies de SST ont atteint les côtes de l’Amérique centrale. On notera que

le WWE de Mars est associé à une phase convective de MJO et de CRWs (Figure V.14c-d). Ce scénario est très similaire au développement de l'événement El Niño de 1997-1998 (la Figure III.3 chapitre III est similaire à la Figure V.14 pour le développement de l'El Niño 1997-98).

Compte tenu de tous ces éléments, le début d'année 2154 de la simulation de contrôle nous semble être un bon analogue des conditions observées début 1997, 2014 et 2015. J'ai donc décidé de réaliser une simulation d'ensemble composée de 50 membres démarrant en avril 2154, juste après le WWE de mars 2154 afin d'étudier les évolutions possibles du Pacifique équatorial dans les saisons suivantes, de comparer ces évolutions aux évolutions observées en 1997, 2014 et 2015 et de comprendre les mécanismes responsables de la dispersion des membres de l'ensemble.

Pour générer 50 membres différents, j'ai modifié les conditions initiales de chaque simulation en rajoutant un bruit blanc d'amplitude de 0.1 °C ($\pm 0.05\text{ °C}$) sur la température de surface vue par l'atmosphère lors de la première itération du modèle (Persechino *et al.*, 2013). La motivation de cet ensemble est d'évaluer l'influence de la stochasticité de l'atmosphère sur le développement de l'El Niño, en présence d'un préconditionnement similaire de contenu de chaleur et de la position du WPEE (comme en 1997, 2014 et 2015). Peut-on relier l'amplitude de l'ENSO en fin d'année à l'occurrence d'une série de coups de vent en été? Les évolutions de 1997 (El Niño extrême) et 2014 (faible El Niño) étaient elles probables, où est-ce une évolution peu probable qui a finalement eu lieu? Cet ensemble devrait permettre de répondre à ces questions très actuelles.

V.3.1 L'évolution contrastée des membres de la simulation d'ensemble.

La Figure V.15a représente les anomalies interannuelles de SST des 50 membres dans la région Niño3. Bien que tous les membres de l'ensemble présentent des anomalies positives de SST dans l'est du bassin en fin d'année 2154, on observe une forte diversité d'évolution des SST dans le Pacifique équatorial en fin d'année, avec certains membres présentant des anomalies de SST dépassant 3 °C (correspondant à l'El Niño le plus chaud de la simulation de référence) et d'autres évoluant vers des conditions proche de la climatologie. Le fait

qu'aucun membre de l'ensemble n'évolue vers des conditions froides est probablement attribuable au préconditionnement de l'océan en terme de WWV ainsi qu'au fort WWE en Mars 2154 et au WPEE anormalement étendu vers l'est. La trajectoire des membres de la simulation d'ensemble commence à diverger en été, illustrant l'instabilité du système couplé océan-atmosphère à cette période. Avec ces conditions initiales, on s'aperçoit que l'événement de 1997 et dans une moindre mesure celui de 2015 sont proches de l'évolution des membres les plus chauds de la simulation d'ensemble, la situation de 2014 se rapprochant de celle des membres les plus froids.

La Figure V.15b et c présente les prévisions du centre européen CEPMMT (Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme, ECMWF en anglais, cf. <http://www.ecmwf.int/en/forecasts/charts>) des anomalies de température dans la région Niño3 du mois d'Avril 2014 et 2015. L'évolution des membres de ces ensembles est très similaire, en terme d'évolution et de dispersion, à ce que l'on observe en 2154 dans le modèle. Alors que l'évolution observée en 2015 ressemble aux membres les plus chauds simulés par l'ensemble de prévision démarrant en avril 2015, l'évolution observée en 2014 correspond aux membres les plus froids, suggérant que dans tous les cas, ces événements avaient relativement peu de chance d'emprunter ces trajectoires. Ces résultats suggèrent donc que les conditions initiales en Avril 2014 et Avril 2015 étaient toutes favorables au déclenchement d'un événement chaud, mais que le préconditionnement n'était pas suffisant pour mener de façon certaine à l'avènement d'un événement El Niño extrême pour aucune des ces années : les membres des ensembles de prévisions pour ces deux événements sont relativement similaires, pouvant évoluer vers des conditions El Niño extrêmes ou vers des conditions proches de la climatologie. Notre simulation d'ensemble est consistante avec les prévisions du CEPMMT, le préconditionnement favorable du début d'année 2154 pouvant évoluer vers des conditions El Niño d'amplitude très variable en fin d'année.

Dans ma simulation d'ensemble, seulement 5 membres montrent un réchauffement inférieur à 1 °C en décembre similaire à 2014 (Figure V.16a). Il est évidemment délicat de comparer la distribution des événements simulés avec des événements observés, et je devrai prolonger la simulation de contrôle afin de mieux décrire la distribution de l'intensité des événements El Niño simulés par le modèle (Figure V.16b). Si on accepte toutefois pour l'instant l'hypothèse que le modèle produit une distribution d'amplitude d'El Niño com-

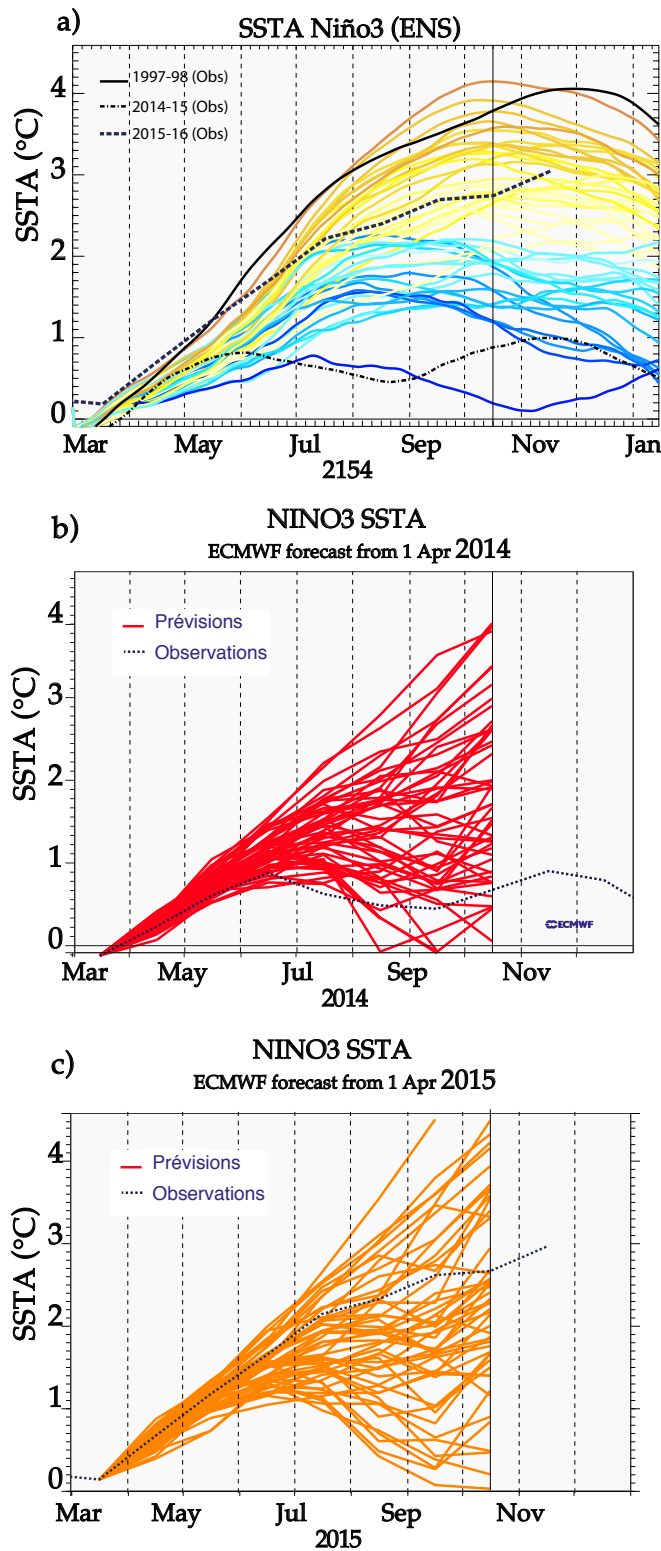
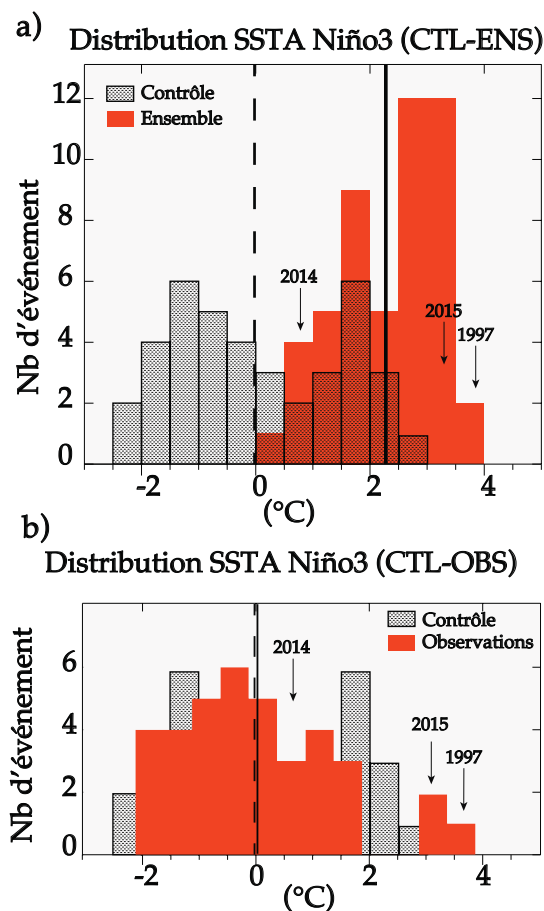


FIGURE V.15 – (a) Anomalies inter-annuelles de SST moyennée dans la boîte Niño3 de Mars à janvier pour les 50 membres de l'ensemble démarrant en Mars 2154 du modèle (couleur croissante du bleu au rouge en fonction de l'amplitude au pic en décembre). Pour comparaison, les anomalies inter-annuelles de SST moyennée dans la boîte Niño3 observée de Mars 1997 à janvier 1998 (trait noir continu), de Mars 2014 à Janvier 2015 (pointillé) et de Mars 2015 à Novembre 2015 (tireté) sont superposées. (b) Anomalies inter-annuelles de SST dans la zone Niño3 prévues par le modèle du Centre Européen de Prévision météorologique à Moyen Terme (ECMWF) pour une prévision initialisée en Avril 2014. La ligne pointillée représente les observations pendant la période Mars-Décembre 2014. (c) Idem pour la prévision d'avril 2015.

FIGURE V.16 – (a) Distribution des anomalies interannuelles de température de surface en décembre pour la simulation de contrôle (gris) et pour la simulation d'ensemble (maron). La ligne pointillée (continue) montre la moyenne de Décembre de la simulation de contrôle (d'ensemble). (b) Distribution des anomalies interannuelles de température de surface en décembre pour la simulation de contrôle (gris) pour les observations (maron). La ligne pointillée (continue) montre la moyenne de la simulation de contrôle (des observations).



parable aux observations, la Figure V.15, de même que les prévisions du CEPMMT d'Avril 2014, suggère que l'évolution observée en 2014 avait très peu de chance de se produire. On peut donc soit chercher des causes externes à cette évolution peu probable (telle une influence d'un autre bassin océanique, par exemple) ou alors, accepter l'idée que la nature a choisi cette année-là un chemin peu probable. De la même manière, les El Niño de 1997 et 2015 représentent le haut de la distribution des El Niños produit par l'ensemble. Les années 1997 et 2014 représenteraient-elles deux évolutions peu probables du système couplé, en raison d'un nombre inhabituellement élevé de WWEs en 1997 et inhabituellement faible de WWEs en 2014, dus à la stochasticité des coups de vent ?

Pour mieux comprendre les différences d'évolution entre les membres de l'ensemble, la figure V.17 compare les composites des dix membres ayant les plus fortes/faibles anomalies de SST dans Niño3 en décembre 2154. Les événements El Niños les plus intenses sont caractérisés par un fort déplacement vers l'est du bord est du réservoir d'eau chaude (jusqu'à 120°W, cf. Figure V.17a) alors que pour les Niños faibles, il reste proche de sa position climatologique (170°W, cf. Figure V.17b). Comme suggéré par Menkes *et al.* (2014), les membres associés à un faible El Niño sont caractérisés par une faible activité de WWEs en été et début d'automne alors qu'ils sont nombreux à cette période lors des Niños forts (on compte 60 WWEs pendant cette période pour les 10 membres les plus chauds contre 30 WWEs pour les dix membres les plus froids). On observe le même comportement de la part des EWEs (moins d'événements pendant les El Niño faibles que durant les El Niño forts), suggérant qu'ils jouent un rôle limité dans la diversité des membres, l'occurrence de EWEs devant à priori limiter la croissance d'El Niño. On observe une divergence de trajectoires des bords est du réservoir d'eau chaude des deux situations à partir de Juin-Juillet (figure V.17c). Cette différence s'amplifie ensuite, associée à de fortes anomalies de vent d'ouest dans le Pacifique central ($> 0.04 N.m^{-2}$, cf. Figure V.17d) et de courant de surface (pouvant atteindre $1 m.s^{-1}$, cf. Figure V.17e). En fin d'année, les deux groupes affichent des conditions océaniques très différentes avec des températures de surface pouvant être jusqu'à 3°C plus chaudes et une thermocline 50 m plus profonde dans le Pacifique est pour les El Niño forts (Figure V.17c-f).

La Figure V.18 compare les statistiques des coups de vent se développant durant l'été et le début d'automne 2154 (Juin-Octobre) pour les dix membres les plus chauds et les dix membres les plus froids. Cette période de l'année est celle où on trouve généralement le moins de coups de vent. Dans la simulation de contrôle on trouve 2 WWE/ans et 2 EWE/ans entre juin et octobre. Dans les dix membres les plus chauds, on compte en moyenne 6 WWE/ans et 3 EWE/ans alors que dans les dix membres les plus froids, on trouve 3 WWE/ans et 2 EWE/ans. Dans les deux cas, l'intensité des EWEs varie peu et leurs nombres restent proches de la moyenne saisonnière (Figure V.18). Au contraire, les WWE sont deux fois plus nombreux lors d'El Niño forts que lors d'El Niño faible et 3 fois

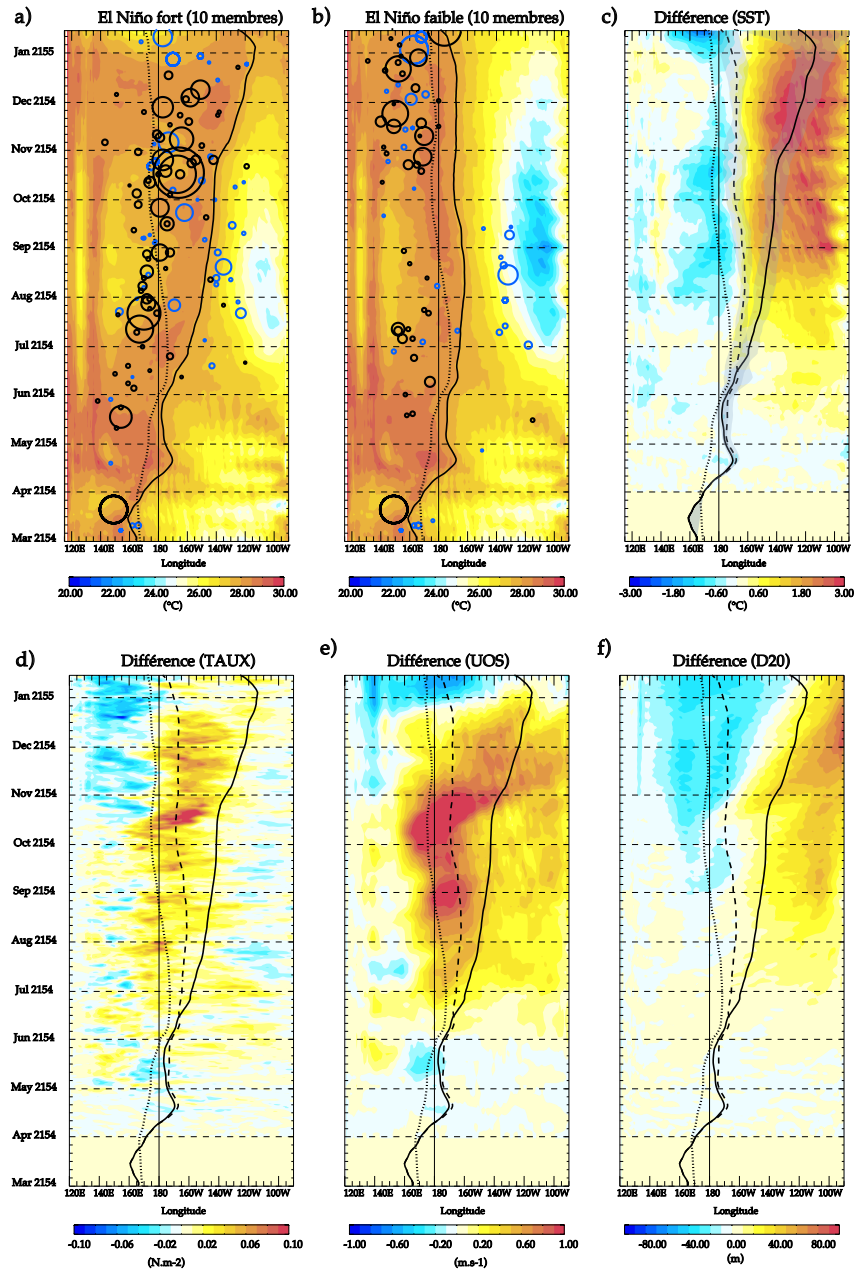


FIGURE V.17 – Composite longitude temps de la température de surface des 10 membres dont les anomalies interannuelles de température de surface moyennées dans la région Niño3 sont (a) les plus élevées et (b) les plus faibles. (c) représente la différence en (a) et (b). (d-e-f) sont équivalents à (c) pour la différence de tension de vent zonal (TAUX), la profondeur de la thermocline (D20) et le courant zonal de surface (UOS) respectivement. Sur (a) et (b) le bord est du réservoir d'eau chaude est représenté par le contour noir continu. Sur (c-d-e-f), le bord est du réservoir d'eau chaude moyen des El Niño forts (faibles) est représenté par le contour noir continu (tireté). Sur (a) et (b), les cercles noirs (bleus) montre tous les WWEs (EWEs) des différents membres utilisés pour faire les composites. Sur (c), la zone grisée représente la variabilité liée à sa position. Sur tous les panneaux, la ligne en pointillé représente la position climatologique du bord est du réservoir d'eau chaude.

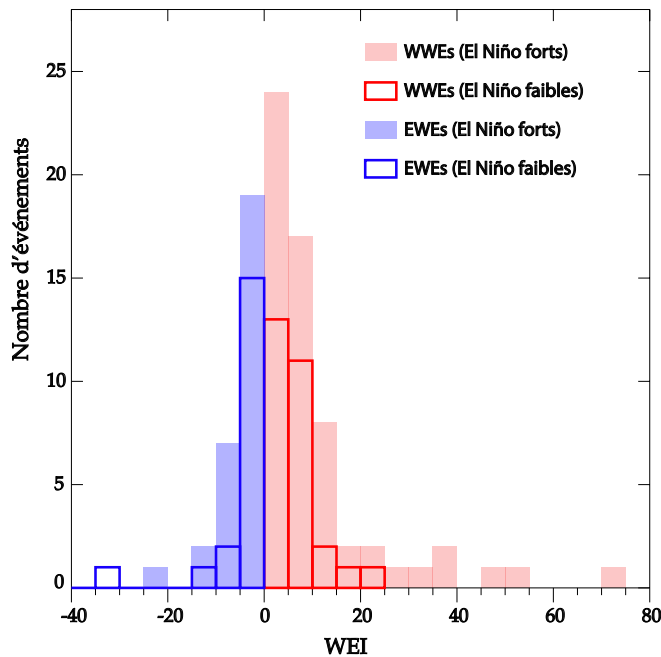


FIGURE V.18 – Distribution du WEI des WwEs (rouge) et EwEs (bleu) de la simulation d'ensemble pour les dix membres les plus chauds (barres en transparence) et les dix membres les plus froids (barres en traits pleins).

plus nombreux que la moyenne saisonnière. On observe aussi l'occurrence de WwEs très intenses (dont le WEI est supérieur à 20) pendant les El Niño forts, alors qu'ils sont inexistantes durant les El Niño faibles. Tout comme la figure Compo, ces distributions suggèrent un lien entre l'occurrence de WwEs fort en été et automne et l'intensité du réchauffement du Pacifique est en décembre. Au contraire, les EwEs semblent jouer un rôle mineur.

La Figure V.19 généralise le lien existant entre les caractéristiques des WwEs en été et l'évolution des conditions de SST dans le Pacifique équatorial, pour chacun des 50 membres de la simulation d'ensemble : pour cela, je calcule un indice correspondant à la somme des WEI de chaque WwE se produisant entre juin et octobre 2154 de chaque membre que je compare avec le déplacement du WPEE et l'anomalie de température de surface dans la région Niño3 en décembre 2154 (Figure V.19a-b). Cette Figure confirme le fort lien existant entre les caractéristiques des WwE en été et les conditions El Niño en fin d'année suggéré par la figure V.17a-b. On trouve en effet une corrélation de 0.67 et 0.54 entre l'occurrence des WwEs en été et respectivement, la position du WPEE et la SST dans le Pacifique est en décembre. On trouve cependant des corrélations de -0.18 et -0.2 entre l'occurrence des EwEs en été et la position du WPEE et la SST dans le Pacifique est en dé-

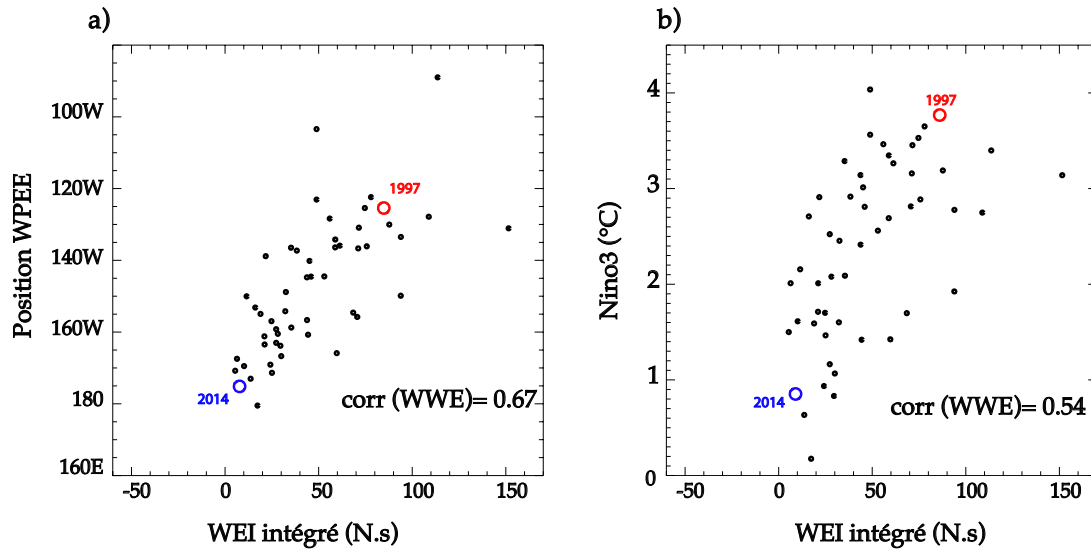


FIGURE V.19 – Scatterplot entre la somme des WEI des WWEs entre juin et octobre 2154 et (a) la position du WPEE et (b) l’amplitude des anomalies de SST dans la région Niño3 en Décembre 2154 pour chacun des membres de la simulation d’ensemble. Le point rouge (resp. bleu) représente l’année 1997 (resp. 2014) dans les observations

cembre, ce qui confirme leur rôle mineur dans le développement d’El Niño. Ces relations sont peu sensibles à la période sur laquelle on intègre le WEI. De manière générale, cela montre que l’occurrence de fort WWEs en été est associée au développement d’El Niños intenses. La dispersion existant dans les scatterplots de la Figure V.18 illustre pourtant que l’amplitude des WWEs ne sont pas capables à eux seuls d’expliquer entièrement la divergence des 50 membres de notre ensemble.

Par exemple, l’El Niño le plus intense que l’on a pu observer s’est produit dans le membre n°7. Je compare son développement avec celui d’El Niño 1997-98 Figure V.20. Si l’évolution temporelle du WPEE est remarquablement similaire pendant ces deux événements, on observe tout de même des différences dans le timing d’occurrence des WWEs. Dans les deux cas, l’occurrence d’un intense WWE en mars a déplacé le réservoir d’eau chaude vers l’est. [Menkes et al. \(2014\)](#) a montré que les WWEs successifs à celui de mars 1997 au début de l’été avaient été indispensables pour le développement de cet événement. On n’observe cependant pas de WWEs pendant cette période dans le membre n°7 et pourtant le WPEE continue son déplacement vers l’est. Le relâchement saisonnier des alizés peut en effet avoir favo-

risé ce déplacement sans l'aide de WWE. De plus, sur la Figure V.17d, on observe une faible anomalie positive de tension de vent zonal entre les El Niño forts et faibles au printemps, suggérant aussi le rôle d'un mécanisme atmosphérique de grande échelle qui aurait pu affaiblir les alizés. Dans l'exemple du membre n°7, c'est une série de WWE qui s'est produite entre juillet et octobre qui a finalement poussé le WPEE jusque dans le Pacifique est. Cela nous montre aussi que dans le modèle et potentiellement dans la réalité, il n'existe pas un seul type de développement possible associé aux El Niño intenses.

À l'opposé du membre 7, on trouve le membre 41 correspondant au plus faible El Niño des 50 membres. Son développement est assez similaire à celui de 2014, mais comme pour le membre 7 et l'El Niño de 1997, ils possèdent aussi leurs propres caractéristiques (Figure V.21). Les deux événements sont associés à une faible activité de WWEs au printemps et en été. Le réservoir d'eau chaude n'est alors pas assez à l'est pour résister au renforcement saisonnier des alizés en fin d'été et ce dernier revient alors à sa position climatologique. L'évolution de la SST dans le membre 41 nous rappelle à quel point le rôle des WWEs est difficile à prévoir. En effet, en juin 2154, un WWE s'est produit au niveau de la ligne de changement de date, de la même manière qu'en 1997 (figure V.20a). On aurait alors pu imaginer le développement d'un super El Niño, mais le réservoir d'eau chaude est retourné dans le pacifique ouest. On peut là aussi se demander si des conditions océaniques ou atmosphériques ont pu contribuer à ce scénario.

V.4 Résumé et perspectives

V.4.1 Résumé

Dans ce chapitre, on s'est intéressé au contrôle de l'occurrence des WWEs par ENSO dans le modèle couplé CNRM-CM5 et leur impact sur l'intensité d'El Niño. Dans la première partie, j'ai présenté les résultats de l'étude [Menkes *et al.* \(2014\)](#), à laquelle j'ai participé pendant ma thèse et qui a mis en évidence le rôle majeur joué par l'absence de WWEs

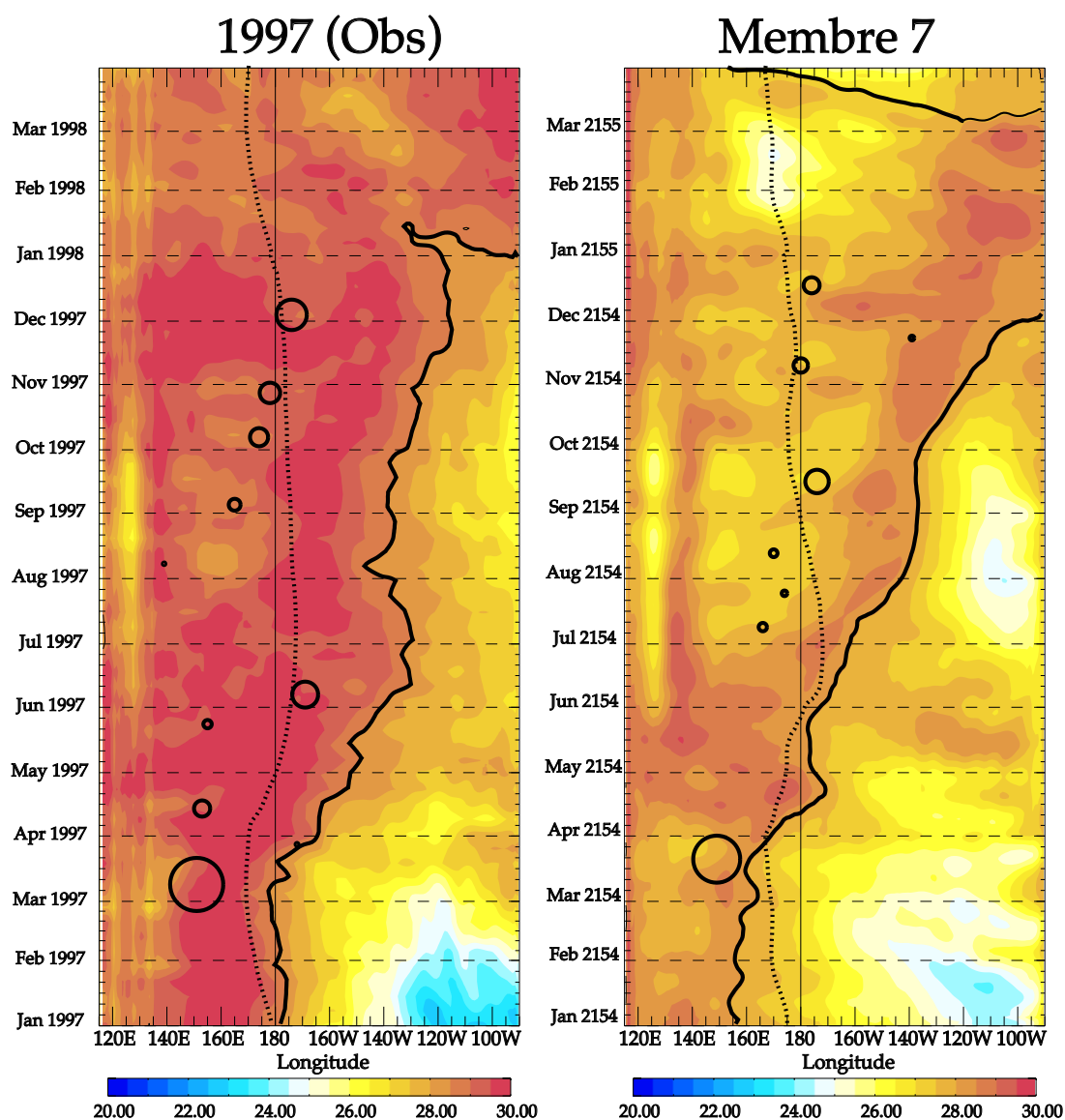


FIGURE V.20 – Sections longitude-temps de la température de surface à l'équateur (moyennée entre 2°N-2°S) (a) dans les observations entre janvier 1997 et avril 1998 et (b) le membre présentant l'El Niño le plus intense de l'ensemble entre janvier 2154 et avril 2155. Les cercles noirs montrent la distribution des WWEs dans les observations et dans le modèle pour ces deux périodes et sont proportionnels à leurs WEI. Les lignes continues représentent la position du bord est du réservoir d'eau chaude en 1997 et dans la simulation et les lignes pointillées leurs positions climatologiques.

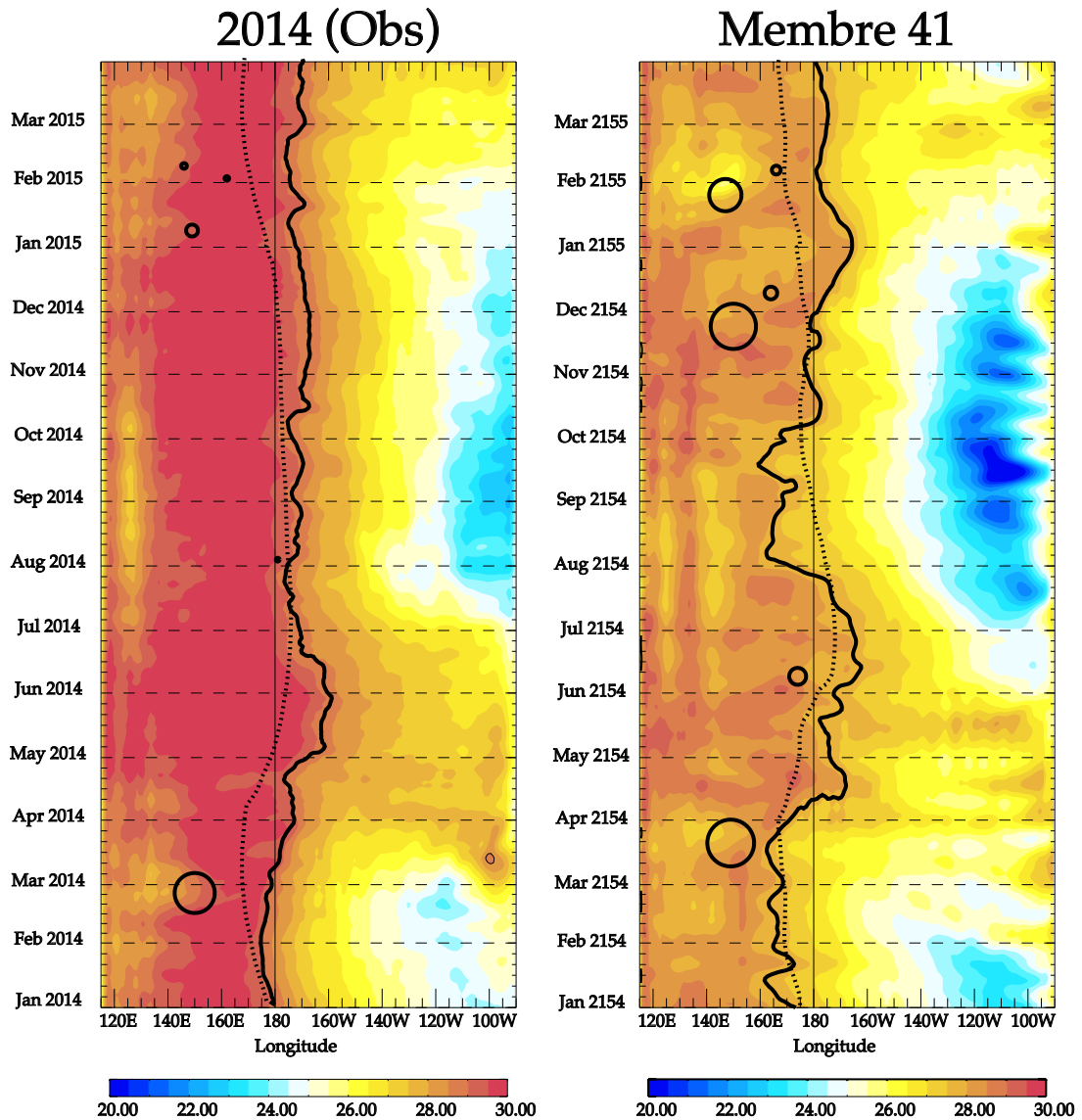


FIGURE V.21 – Sections longitude-temps de la température de surface à l'équateur (moyennée entre 2°N-2°S) (a) dans les observations entre janvier 1997 et avril 1998 et (b) le membre présentant l'El Niño le plus intense de l'ensemble entre janvier 2154 et avril 2155. Les cercles noirs montrent la distribution des WwEs dans les observations et dans le modèle pour ces deux périodes et sont proportionnels à leurs WEL. Les lignes continues représentent la position du bord est du réservoir d'eau chaude en 1997 et dans la simulation et les lignes pointillées leurs positions climatologiques.

pendant l'été 2014 dans l'interruption du développement d'El Niño. Le « non événement » El Niño de 2014 a en effet soulevé de nombreuses questions quant à la prévisibilité d'ENSO, en raison des conditions océaniques de grande échelle très favorables à l'occurrence de WwEs et au développement d'un événement chaud au début de l'année 2014.

C'est pourquoi, dans un deuxième temps, j'ai exploré la prévisibilité du système couplé aux coups de vent d'ouest, lorsque les conditions du Pacifique sont favorables au développement d'El Niño. J'ai tout d'abord montré, dans une simulation de contrôle de 40 ans, que ce modèle était un outil adapté pour répondre à cette question, car il possède une représentation d'ENSO et des rétroactions mises en jeux dans son développement parmi les plus réalistes des modèles couplés existants. En outre, il se montre particulièrement performant pour simuler la MJO et les ondes de Rossby couplées à la convection ainsi que les coups de vent d'ouest dans le Pacifique équatorial. Les caractéristiques de ces derniers, comme leur amplitude, saisonnalité, structure spatiale de même que leur interaction avec la variabilité de grande échelle haute et basse fréquence, mise en évidence dans le chapitre 3, sont cohérents avec les observations.

J'ai ensuite réalisé une simulation d'ensemble constituée de 50 membres et montré que malgré des conditions favorables au développement d'un événement El Niño en début d'année, on observait une forte divergence entre les membres, pouvant varier d'un El Niño extrême, aux caractéristiques similaires à celui observé en 1997-98 à un El Niño très faible, c'est-à-dire aux caractéristiques similaires au « non-événement » observé en 2014. Grâce à cette simulation, j'ai pu relier les différences d'évolution entre les membres avec l'occurrence et l'intensité des coups de vent d'ouest. En effet, les membres caractérisés par un événement El Niño intense sont associés à une forte activité de WWEs (6 WWE/ans) alors que les membres dont la température de surface est proche des valeurs climatologiques en fin d'année sont associés à une activité réduite de WWE en été (3 WWE/ans). Ces résultats semblent suggérer que même dans des conditions très favorables au déclenchement d'El Niño, la part stochastique des WWEs conduit à une limitation intrinsèque de la prévisibilité de l'amplitude d'El Niño.

V.4.2 Perspectives

Les premiers résultats que j'ai obtenus suggèrent que l'intensité d'un El Niño est associée aux caractéristiques des WWEs en été, mais nos analyses ne permettent pas de démontrer que l'occurrence de forts WWEs sont bien la cause (et pas seulement un symptôme) du développement d'El Niño extrêmes. Il nous faudra pour cela effectuer une analyse plus fine

des différents membres de l'ensemble (probabilité d'un WWE en fonction du WPÉE ; composites de la réponse du WPÉE à un WWE ; quantification séparée du couplage « à basse fréquence » et « via les coups de vent d'ouest » dans l'ensemble ; études de cas ; etc.) ainsi que des expériences de sensibilité que je détaillerai dans les perspectives de ma thèse dans le Chapitre VI.

Cependant, il est clair que l'occurrence de WWEs ou non au printemps et en été semble jouer un rôle déterminant dans l'amplitude d'El Niño. Il sera aussi intéressant d'étudier dans un second temps cette simulation d'ensemble plus en avant pour voir si l'on peut identifier des conditions océaniques ou atmosphériques qui pourraient favoriser ou non l'occurrence de WWEs pendant cette période. [Min *et al.* \(2015\)](#) a par exemple suggéré que les conditions océaniques de grande échelle comme la température de surface dans l'océan Indien ou dans le Pacifique Sud étaient défavorables au développement de la convection (et donc de coups de vent d'Ouest) dans le Pacifique central en 2014.

Il est aussi possible que les caractéristiques des WWEs n'expliquent pas entièrement ou pas dans tous les cas, le développement d'El Niño. Cette simulation d'ensemble peut aussi potentiellement nous permettre de mettre en évidence des conditions océaniques et atmosphériques, qui peuvent jouer un rôle (indépendamment des WWEs) sur le développement d'El Niño et ce, malgré l'occurrence de WWEs. Ces résultats préliminaires sont très encourageants et suggèrent que cet ensemble représente un cadre d'étude adapté pour comprendre plus finement le rôle des WWEs mais aussi des conditions de grande échelle océanique et atmosphérique dans le développement d'un El Niño.



Conclusion et perspectives

VI.1 Résumé

Prévoir le phénomène ENSO reste aujourd'hui un enjeu scientifique majeur du fait des perturbations météorologiques et socio-économiques qu'il entraîne à l'échelle de la planète (p. ex. [McPhaden *et al.*, 2006a](#)). Malgré une amélioration des systèmes d'observations, des modèles de climat et de la compréhension des processus couplés océan-atmosphère liés à ENSO, ses prévisions ne se sont guère améliorées au cours des deux dernières décennies ([Barnston et Tippett, 2012](#)). Le contenu de chaleur du Pacifique équatorial, prédicteur robuste des années 1980 à 2000, n'est plus aujourd'hui aussi déterminant ([Hori *et al.*, 2012](#); [Bunge et Clarke, 2014](#)). Il faut donc explorer de nouvelles sources de prévisibilité, ou mieux quantifier sa limitation intrinsèque liée aux processus stochastiques. De nombreuses études ont montré que les coups de vent d'ouest, issu de la variabilité synoptique atmosphérique, jouaient un rôle crucial dans les irrégularités d'ENSO en contribuant au déclenchement et au développement de sa phase chaude, El Niño. Il est donc essentiel d'étudier en détail ces événements intra-saisonniers peu prévisibles plus d'une dizaine de jours à l'avance, et dont les origines atmosphériques restent encore débattues.

C'est pourquoi, durant cette thèse, j'ai essayé de répondre à la question suivante : est-il possible de mieux caractériser la part stochastique de la part prévisible des WWEs ainsi que de leur réponse océanique et couplée dans le but d'affiner la prévisibilité d'ENSO ? Cette question recouvre en fait deux aspects distincts en terme de prévision. Peut-on prévoir

l'occurrence et les caractéristiques d'un coup de vent? Est-ce que cela est suffisant pour anticiper sa réponse océanique, ou dépend-elle d'autres facteurs, comme l'état océanique au moment du coup de vent? Je me suis donc intéressé aux phénomènes océaniques et atmosphériques qui étaient susceptibles de contrôler l'occurrence et la réponse océanique des coups de vent d'ouest.

- Dans une première partie, j'ai relié l'occurrence et les caractéristiques des coups de vent à des phénomènes de grande échelle comme la MJO et les ondes de Rossby atmosphériques (CRW) et ENSO, à partir d'analyse d'observations.
- Ensuite, j'ai mis en évidence et caractérisé la forte sensibilité de la réponse océanique des coups de vent d'ouest à l'état de l'océan grâce à une série de simulations océaniques forcées.
- Enfin, dans une partie encore un peu prospective, j'ai réalisé à partir d'un modèle couplé, représentant fidèlement ENSO, la MJO, les CRWs, les coups de vent et leurs interactions, une simulation d'ensemble de ce modèle pour explorer le rôle des coups de vent d'ouest dans l'évolution d'ENSO, dans un cadre proche de celui des années 1997, 2014 et 2015. Les résultats issus de cette simulation d'ensemble suggèrent que même dans des conditions très favorables au déclenchement d'El Niño, la part stochastique des WWEs aboutit à une limitation intrinsèque de la prévisibilité de l'amplitude d'El Niño.

VI.1.1 Contrôle des WWEs par la variabilité atmosphérique de grande échelle

Modulation des coups des vents par la variabilité haute fréquence. Dans la première partie de ma thèse, j'ai utilisé le produit de tension de vent Tropflux, qui possède un des meilleurs accords avec les observations dans le Pacifique équatorial, en particulier à l'échelle intrasaisonnière, pour caractériser les coups de vent sur la période 1979-2013 et examiner leurs liens avec la variabilité de grande échelle. J'ai montré que les coups de vent d'ouest se produisaient préférentiellement lorsque la MJO était active. Malgré de nombreuses études de cas qui suggéraient cette relation, les deux seules études statistiques à avoir quantifié précisément le lien entre WWE et MJO avaient jusque là trouvé des résultats

contradictaires (Seiki et Takayabu, 2007a; Chiodi *et al.*, 2014). J'ai effectué un travail précis d'analyse de sensibilité des résultats et montré que cette relation est extrêmement robuste quels que soient les critères ou méthodes utilisés, ce qui devrait permettre, selon les termes d'un des rapporteurs de l'article Puy *et al.* (2015), de « clore le débat » sur ce sujet.

Un résultat original de cette étude a été la mise en évidence de la forte relation entre l'occurrence des WWEs et les ondes atmosphériques de Rossby, qui explique la présence d'une paire de structures cycloniques de chaque côté de l'équateur dans la plupart des observations passées des coups de vent d'ouest (Keen, 1982; Love, 1985; Nitta, 1989; Harrison et Giese, 1991; McBride *et al.*, 1995; Hartten, 1996; Seiki et Takayabu, 2007a). L'occurrence d'une phase convective de la MJO et/ou des ondes de Rossby représentent des conditions très favorables à l'occurrence des WWEs car elles sont caractéristiques de plus 90% de ces événements. J'ai pu mettre en évidence une relation similaire avec les EWEs et les phases subsidentes de MJO et CRWs. L'étude des coups de vent d'est, jusqu'à ce jour très peu explorée, a été motivée par la suggestion récente de leur rôle potentiel dans le déclenchement et le développement des événements La Niña (Chiodi et Harrison, 2015).

Un autre résultat nouveau de cette étude a été de montrer que les caractéristiques des coups de vent dépendaient fortement des conditions atmosphériques auxquelles ils sont associés. En effet, les WWEs se produisant pendant une phase convective de la MJO ont une extension zonale plus importante et durent plus longtemps que ceux associés aux ondes de Rossby : ils sont donc susceptibles d'avoir un impact plus important sur l'océan.

Modulation des coups de vent par la variabilité basse fréquence. L'étude de la modulation des caractéristiques des coups de vent par la variabilité atmosphérique de grande échelle m'a aussi mené à réexaminer la relation entre l'occurrence des coups de vent et ENSO. La modulation de l'occurrence des WWEs par la variabilité basse fréquence est un élément crucial pour expliquer les irrégularités d'ENSO (Eisenman *et al.*, 2005; Jin *et al.*, 2007; Gebbie *et al.*, 2007; Hu *et al.*, 2014; Fedorov *et al.*, 2014a; Chen *et al.*, 2015). Pour réévaluer cette relation, j'ai développé une méthode de détection des coups de vent basée sur des anomalies intrasaisonnières de tension de vent qui permet de s'affranchir d'un biais lié à ENSO qui entachait les études précédentes (Eisenman *et al.*, 2005; Seiki et Takayabu, 2007a).

et favorisait la détection de WWEs durant les El Niño et d'EWEs durant La Niña. Cela m'a permis de confirmer la robustesse du lien entre l'occurrence des WWEs et ENSO et mettre en évidence la fragilité de celui, récemment suggéré par [Chiodi et Harrison \(2015\)](#), entre les EWEs et les événements La Niña.

VI.1.2 Contrôle de la réponse océanique aux WWEs par l'état océanique

Diversité de l'amplitude de la réponse en SST aux WWEs. En accord avec la théorie linéaire des ondes équatoriales ([Schopf et Harrison, 1983](#)), la réponse dynamique de l'océan aux coups de vent dépend principalement des caractéristiques des coups de vent. J'ai par contre montré que ce n'était pas le cas pour leur réponse en température de surface dans les observations. Des études relativement anciennes ([Schopf et Harrison, 1983](#); [Harrison et Schopf, 1984](#)) ont suggéré que la structure de l'océan au moment du coup de vent pouvait aussi influencer la réponse à ce coup de vent. Dans cette partie, j'ai réalisé une série de simulations océaniques idéalisées pour quantifier précisément le rôle de l'état océanique dans la modulation de la réponse au WWEs et les mécanismes physiques impliqués. La réponse en SST aux coups de vent étant souvent difficile à séparer d'autres phénomènes intrasaisonniers comme les ondes tropicales d'instabilité ou d'autres coups de vent dans les observations, il a été nécessaire de se tourner vers le monde numérique pour réaliser cette étude. J'ai démontré que les variations (principalement interannuelles) de l'état de l'océan modulaient de manière importante la réponse aux coups de vent d'ouest, qui se caractérise par un refroidissement dans le Pacifique ouest et un réchauffement au bord est du réservoir d'eau chaude et à l'est du bassin. Dans ces trois régions, l'amplitude des anomalies de SST peut en effet varier d'un ordre de grandeur ($1\text{ }^{\circ}\text{C}$) pour un même forçage en WWE en fonction de l'état de l'océan.

Mécanismes impliqués. Grâce à un bilan de chaleur intégré sur la couche mélangée, j'ai pu montrer que cette forte diversité était principalement pilotée par les variations de l'advection zonale dans le Pacifique ouest et au bord est du réservoir d'eau chaude et par les variations du mélange vertical dans le Pacifique est. Cette quantification m'a permis de relier les variations de l'advection zonale, responsable de la diversité dans le Pacifique ouest, aux variations interannuelles du gradient zonal de température de surface (et à l'indice Niño4),

qui peuvent alors être considérés comme de bons prédicateurs de l'amplitude du refroidissement associé à l'occurrence d'un WWE dans cette région. Malheureusement, le contrôle de la réponse en SST à un WWE par des facteurs de grande échelle dans les autres régions est trop faible pour envisager qu'il soit vraiment un facteur de prévisibilité accrue.

VI.1.3 Impact des WWEs sur la prévisibilité de l'amplitude d'El Niño

Le « non-El Niño extrême » de 2014. Pendant ma thèse, j'ai participé à une étude ([Menkes et al., 2014](#)) qui a mis en évidence le rôle majeur joué par l'absence de WWEs pendant l'été 2014 dans le « non-événement » El Niño (aussi appelé « La Nada » par Mike McPhaden). Malgré le contrôle de l'occurrence des WWEs par la variabilité de grande échelle, discutée dans les premiers chapitres de cette thèse, cet exemple nous montre à quel point le système couplé océan-atmosphère est sensible et peut suivre des trajectoires totalement différentes, et ce, en dépit de son préconditionnement océanique. Il est donc important de comprendre si ces différents scénarios (notamment les années 1997 et 2014) sont la conséquence de la part stochastique des WWEs, ou si des conditions de grande échelle (comme l'influence d'un autre bassin océanique par exemple) ont pu moduler l'occurrence de WWEs ou affecter directement ENSO. A la suite de cette étude, j'ai réalisé une simulation couplée d'ensemble et mis en évidence le caractère « extrême » du non-événement de 2014. En effet, sur 50 membres, seul 4 ou 5 reproduisent les caractéristiques de l'année 2014 alors que dans la grande majorité (80%) un El Niño se développe. Comme suggéré par [Menkes et al. \(2014\)](#), les différences d'évolution de la SST du Pacifique équatorial dans les 50 membres de ce travail dépendent fortement de l'occurrence ou non de WWEs en été. Ces résultats sont toutefois préliminaires et devront être analysés plus en détail afin de mieux analyser les mécanismes océaniques et couplés sous-jacents, ainsi que la limitation de la prévisibilité de celui-ci par la stochasticité de l'atmosphère. Ce travail en cours ainsi que d'autres résultats de ma thèse dessinent plusieurs perspectives à ce travail.

Implication de ces résultats sur la prévisibilité de la réponse aux WWEs. Pendant ma thèse, j'ai voulu quantifier la prévisibilité du système couplé aux coups de vent d'ouest. Les résultats énoncés ci-dessus ont permis de clarifier le rôle joué par la variabilité atmosphérique de grande échelle sur l'occurrence des coups de vent et le rôle de l'état océanique

dans le contrôle de leur réponse. Conséquence importante, ces résultats permettent pas d'envisager un gain de prévisibilité car les prévisions fiables de la MJO – et sans doute celle des CRWs – ne dépassent actuellement pas l'horizon des 10 jours ([Rashid et al., 2010](#)). De plus, l'expérience couplée d'ensemble que j'ai réalisée suggère que, malgré des conditions océaniques favorables, la stochasticité des WWEs pourrait fortement limiter la prévisibilité de l'amplitude d'El Niño et ainsi expliquer en partie les réponses contrastées du système couplé observé en 1997/2015 (occurrence d'un El Niño extrême) et 2014 (La Nada). Ces résultats montrent de plus la faible prévisibilité additionnelle qu'apporte la relation existante entre la fréquence des WWEs et la phase d'ENSO. Au-delà de la difficulté à prévoir l'occurrence des coups de vent, mon travail a montré que même avec une bonne connaissance de l'état de l'océan, l'amplitude précise de leur réponse était difficilement prévisible, mis à part dans le Pacifique ouest, où l'intensité du gradient zonal de SST dans le réservoir d'eau chaude peut être considérés comme de bon prédicteur de l'amplitude du refroidissement associé à l'occurrence d'un WWE. Ce résultat est encourageant, même si le gain de prévisibilité est minime (10-15 jours), car il a été suggéré que le refroidissement dans l'ouest pouvait favoriser la migration des eaux chaudes associées à la convection profonde vers l'est et donc favoriser l'occurrence de nouveau WWEs ([Lengaigne et al., 2003a](#); [Vecchi et al., 2006](#))).

VI.2 Perspectives

VI.2.1 Le rôle des WWEs dans la diversité des évènements El Niño

Contribution des WWEs à la rétroaction de Bjerknes. L'étude couplée présentée dans le Chapitre V est encore au stade préliminaire. Il est en effet indispensable de préciser plus en détail les caractéristiques des coups de vent dans cette simulation et leurs impacts océaniques. On devra en effet vérifier que l'on observe bien la relation entre le WEI des WWEs et l'amplitude des ondes de kelvin qu'ils déclenchent (cf. chapitre III). Un bilan de chaleur intégré dans la couche mélangée permettra aussi de caractériser plus en détail la réponse océanique aux WWEs en configuration couplée, pour s'assurer que l'on retrouve bien les résultats du chapitre IV de cette thèse. Toutefois, la bonne capacité du modèle à reproduire

toute la chaîne de mécanismes qui jouent un rôle important dans le déclenchement et le développement d'El Niño et les premiers résultats sont encourageants. La rétroaction de Bjerknes est au cœur des mécanismes d'amplification des anomalies de SST dans le Pacifique équatorial. Or par rétroaction de Bjerknes, on veut généralement parler d'un couplage déterministe, de grande échelle et basse fréquence, entre les anomalies de tension de vent et de SST. Or, il a clairement été démontré dans la littérature récente que la phase de développement d'El Niño favorisait l'occurrence de WWEs (Lengaigne *et al.*, 2004b; Eisenman *et al.*, 2005; Vecchi *et al.*, 2006), pouvant ainsi contribuer aux vents d'ouest impliqué dans la rétroaction de Bjerknes. On peut ainsi se demander si l'essentiel de la rétroaction de Bjerknes n'a pas lieu par l'intermédiaire des coups de vent d'ouest et de leur modulation par l'extension du réservoir d'eau chaude. Il serait donc intéressant de pouvoir quantifier plus précisément les contributions respectives du couplage basse fréquence et du bruit multiplicatif associé aux WWEs dans la mise en place de la rétroaction de Bjerknes. Pour ce faire, on peut réaliser une expérience de sensibilité dans laquelle la signature dynamique des WWEs est retirée pour chaque membre de l'ensemble. Il suffit pour cela d'appliquer un seuil à la tension de vent zonal qui s'exerce sur l'océan (le même seuil utilisé pour détecter les WWEs dans les observations par exemple, cf. chapitre III), et de ce fait retirer au fil de la simulation chaque WWE qui pourrait se produire. La comparaison de l'évolution de cet ensemble à l'ensemble original permettra ainsi de quantifier la contribution des WWEs dans la mise en place de la rétroaction de Bjerknes et dans la dispersion de l'ensemble. Il serait en particulier intéressant d'analyser si des El Niño de forte intensité sont capables de se développer en l'absence de WWEs en été.

Rôle des conditions de grande échelle dans la réponse couplée aux WWEs. Les résultats du Chapitre V, qui suggèrent une forte influence des WWEs en été sur le déclenchement des El Niño extrêmes ont été obtenus à partir de conditions de grande échelle très favorables, incluant un WWV très rechargé et un réservoir d'eau chaude anormalement déplacé vers l'est. On peut se demander si des conditions océaniques ou atmosphériques de grande échelle moins favorables auraient abouti au même résultat. En effet, dans une étude avec un modèle couplé simplifié, Fedorov (2002a) a suggéré que la réponse du système couplé aux WWEs dépendait fortement de la phase d'ENSO, un WWE ne pouvant significativement

augmenter l'amplitude d'un El Niño que si il avait lieu 6 à 10 mois avant son maximum hivernal. De même, des expériences réalisées avec un CGCM (Fedorov *et al.*, 2014b) suggèrent qu'un WWE se produisant sur un état neutre (WWV 0) conduit préférentiellement à un événement El Niño modéré plutôt situé dans le Pacifique central (CP El Niño) alors que sur un état rechargé, il conduisait au développement d'un événement El Niño plutôt situé dans le Pacifique est (EP El Niño). Ces résultats recourent les résultats récents de Chen *et al.* (2015) qui suggèrent que les WWEs ont une influence clé sur la diversité des événements El Niño, en favorisant le développement d'asymétries. Il serait donc intéressant de refaire des ensembles couplés à partir d'un état initial où le Pacifique équatorial serait moins ou pas rechargé et où le WPEE serait proche de sa position climatologique, puis de comparer les statistiques des événements El Niño et des WWEs pour ces ensembles. Outre les conditions de grande échelle dans le Pacifique tropical, plusieurs études suggèrent aussi que la SST dans les autres bassins peut influencer l'évolution d'El Niño (Dayan *et al.*, 2013, 2014), que ce soit dans l'océan Indien (p. ex. Izumo *et al.*, 2010) dans les moyennes latitudes du Pacifique Nord (p. ex. Vimont *et al.*, 2001) et Sud (p. ex. Zhang *et al.*, 2014) ou dans l'Atlantique (p. ex. Ham *et al.*, 2013). En rapport plus direct avec cette thèse, une étude récente (Min *et al.*, 2015) suggère que La Nada 2014 peut résulter d'une interaction entre la température de surface du Pacifique équatorial et du Pacifique sud qui aurait pu limiter l'occurrence de WWEs durant l'été 2014. La comparaison des conditions de grande échelle en dehors du Pacifique tropical dans les différents membres de l'ensemble présenté dans le Chapitre V, ou d'autres à réaliser, pourrait permettre d'approfondir cette hypothèse.

Sensibilité du système couplé aux différentes composantes de la réponse en SST aux WWEs. Caractériser l'impact respectif des différentes signatures en SST suite à un WWE sur l'évolution ultérieure du Pacifique tropical est aussi une piste à explorer

Comme montré dans le Chapitre IV, les WWEs ont pour effet (1) de refroidir les SST au-dessus du réservoir d'eau chaude, (2) de déplacer le réservoir d'eau chaude vers l'est et (3) de réchauffer la langue d'eau froide dans le Pacifique est (Figure VI.1a).

L'occurrence d'autres WWEs et la réduction des alizés sont des rétroactions positives qui sont susceptibles d'amplifier la réponse initiale au WWE, mais la contribution respective de chacune des réponses en SST à un WWE reste encore à déterminer.

Il serait possible d'ajouter à un état initial de la simulation de référence du modèle CNRM-CM5 des anomalies de température de la couche mélangée océanique en utilisant le composite moyen des anomalies de SST associée aux 124 WWEs appliqués dans les simulations océaniques du chapitre IV (Figure VI.1a) : une première simulation d'ensemble à laquelle la totalité des anomalies de SST en réponse au WWE sont ajoutés pourrait être réalisée, suivie de simulations de sensibilité en appliquant chacune des composantes de la réponse en SST : le refroidissement dans l'ouest, le réchauffement au bord est et finalement le réchauffement dans l'est le long de la trace de l'onde de Kelvin comme illustré sur la Figure VI.1b-c-d.

Ces simulations couplées permettraient de caractériser précisément la réponse couplée aux anomalies de température de surface moyennes associées aux WWEs et de tester la sensibilité du système couplé à chacune des anomalies de SST régionales. Dans le chapitre IV, on a vu que la réponse océanique des WWEs pouvait varier fortement en fonction des variations interannuelles de l'océan et peu à l'échelle saisonnière. Quant est-il de la réponse atmosphérique à ce forçage ? Il a été par exemple suggéré que l'atmosphère était plus sensible au forçage de la SST à l'équateur en avril-mai (Spencer, 2004). De la même manière que pour la réponse océanique des WWEs, les conditions atmosphériques saisonnières ou interannuelles modulent-elles l'amplitude de la réponse de l'atmosphère au forçage de l'océan et donc l'amplitude du couplage ? Pour répondre à cette question, on peut, comme pour l'étude océanique forcée réalisée pendant cette thèse (cf. chapitre IV), appliquer ces forçages chaque saison pour les 30 dernières années en mode atmosphère seul (AMIP).

VI.2.2 Influence de la MJO sur ENSO

Mes travaux se sont principalement concentrés sur l'impact des coups de vent sur l'océan. Une étude récente a cependant montré que la moitié des variations intrasaisonnières du bord est du réservoir d'eau chaude étaient pilotées par des variations de flux de chaleur indépendantes des coups de vent (Drushka *et al.*, 2015).

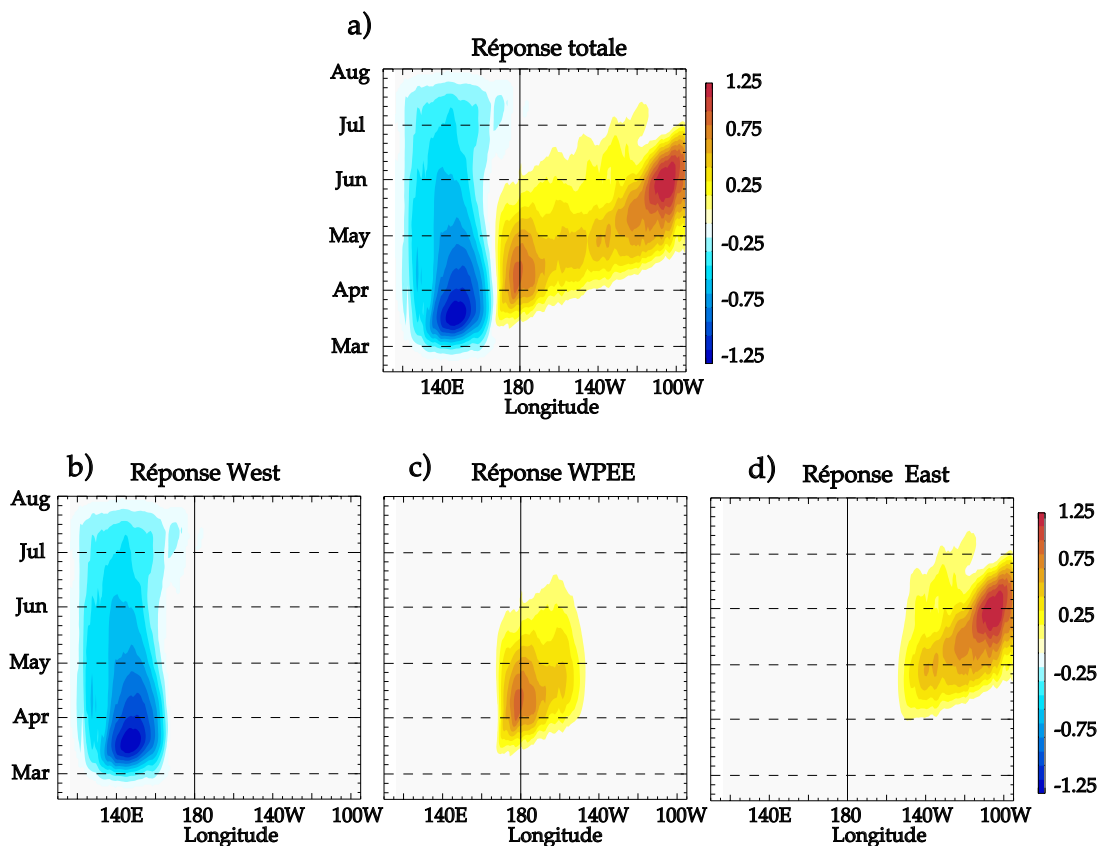


FIGURE VI.1 – (a) Section longitude-temps à l'équateur du composite des anomalies de SST associée aux 124 WWEs appliqués dans les simulations forcées (cf. chapitre IV). (b-c-d) Section longitude-temps du refroidissement à l'ouest, du réchauffement au WPEE et dans l'est respectivement utilisés pour forcer un modèle d'atmosphère.

Tous les événements El Niño ne sont pas associés à une forte activité de coups de vent d'ouest et d'autres mécanismes entrent en jeu. Durant cette thèse, nous avons abordé la MJO en terme de condition atmosphérique favorable à l'occurrence des WWEs, sans étudier son impact propre sur l'océan. La MJO est responsable d'une grande partie des variations intrasaisonnières des flux de chaleur au niveau du réservoir d'eau chaude [Shinoda et al. \(1998\)](#); [Shinoda et Hendon \(2002\)](#). Dans un contexte idéalisé, [Kessler et Kleeman \(2000\)](#) ont par exemple montré que la réponse non linéaire de l'océan aux flux de chaleur associés à la MJO, pouvait entraîner un refroidissement de la température de surface pouvant atteindre -0.4°C au niveau du réservoir d'eau chaude. On peut alors se demander si la MJO seule (sans WWEs) peut avoir un impact sur les déplacements du WPEE.

Des résultats préliminaires, que j'ai obtenus grâce à trois simulations océaniques forcées suggèrent un rôle minime des flux de chaleur associés à la MJO, mais montre que la tension de vent associée à la MJO (au-delà des WWEs) pourrait en effet jouer un rôle important dans les déplacements intrasaisonniers du WPEE. J'ai utilisé la méthode développée par [Wheeler et Kiladis \(1999\)](#) (cf. Chapitre IV) pour retirer les anomalies de flux de chaleur et de tension de vent associées à la MJO, des champs de flux de chaleur et quantité de mouvement de la simulation « BLK » (plus de détail section II.2.2.1 chapitre II).

J'ai pu alors réaliser trois simulations forcées : « MJOflux » ou seulement les flux de chaleur associés à la MJO ont été retirés, « MJOtaux » ou seulement la tension de vent associée à la MJO a été retiré et finalement « MJOtaux+flux » ou les deux composantes ont été retiré simultanément. En soustrayant le champ de SST de ma simulation de référence « REF » (plus de détail section IV.1 chapitre IV) à ces trois simulations, j'ai pu alors identifier la réponse océanique de la MJO provenant des flux de chaleur (Figure PerMJO c) et de la tension de vent (Figure VI.2d). La Figure VI.2 montre l'impact océanique de la MJO pendant le développement d'El Niño 1997-1998 et les anomalies de flux de chaleur et tension de vent retiré du forçage (Figure VI.2a-b). Dans cet exemple, on s'aperçoit que la MJO influence l'océan principalement à travers ses anomalies de tension de vent (figure PerMJO c-d-e). Elle a en effet un impact non négligeable sur le bord est du réservoir d'eau chaude, pouvant faire varier sa position de plus ou moins 10 degrés. Toutefois, la MJO était particulièrement énergétique durant cette période ([McPhaden, 1999](#)) et son impact sur l'océan est plus limité durant les périodes où elle est moins intense. Ces résultats restent toutefois au stade préliminaire et une étude plus exhaustive serait nécessaire. Il serait en effet intéressant de comparer la réponse océanique de la MJO à celle des WWEs. Dans quelle mesure l'impact océanique de la MJO favorise ou limite la rétroaction de Bjerknes? Est-ce que cela peut apporter un facteur de prévisibilité à ENSO?

Comprendre plus en avant le rôle de la variabilité haute fréquence sur ENSO en général et la diversité des événements El Niño en particulier demande donc de :

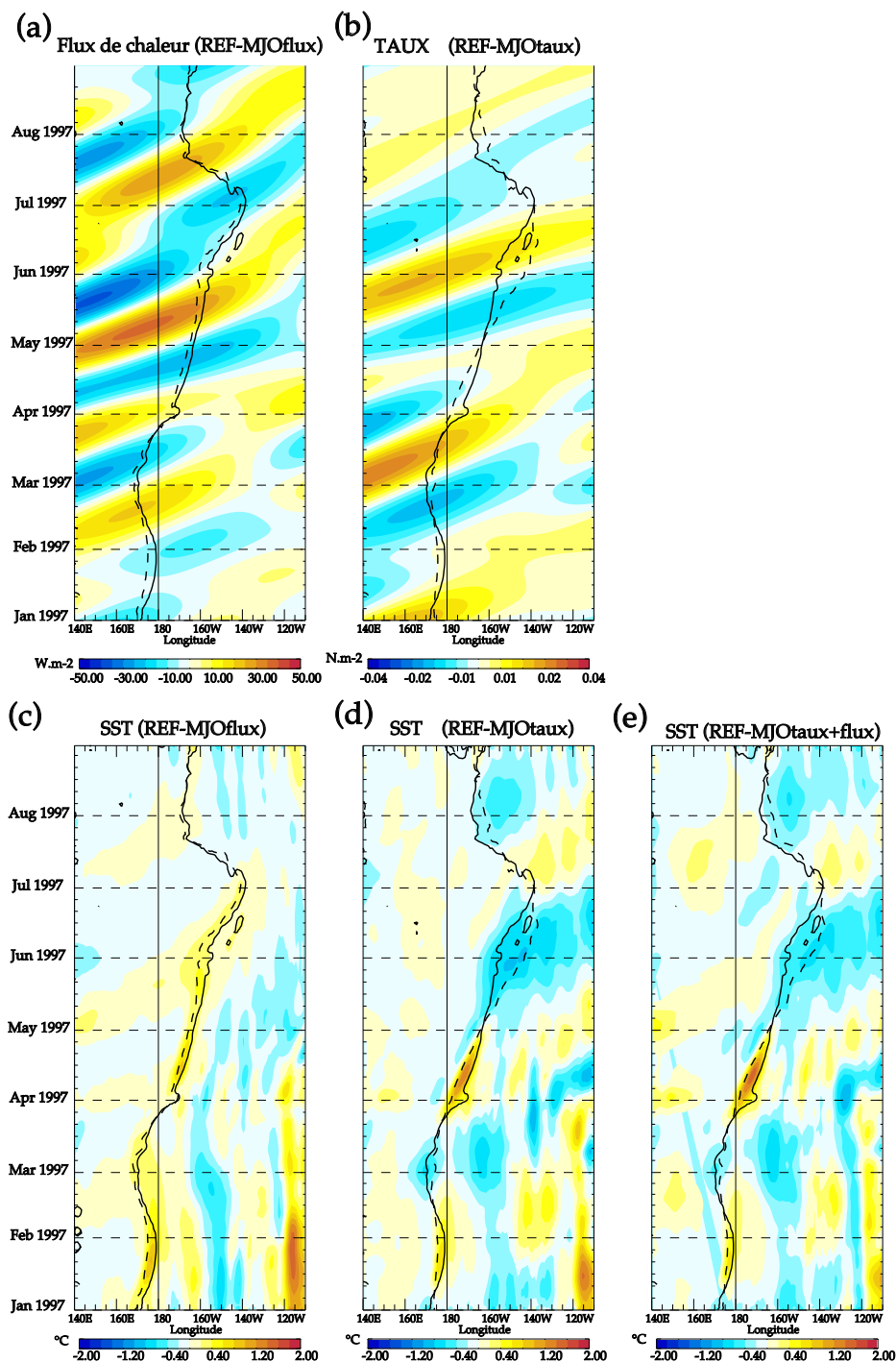


FIGURE VI.2 – (Haut) Section Longitude-temps des anomalies de (a) flux de chaleur et (b) tension de vent associées à la MJO et retirées du forçage des simulations (a) MJOflux et (b) MJOtaux. Les deux champs d'anomalies ont été retirés simultanément pour la simulation MJOtaux+flux. (Bas) Section longitudes-temps des anomalies de SST associées à chaque simulation : (c) MJOflux, (d) MJOtaux et (e) MJOtaux+flux. Les anomalies ont été calculées en soustrayant les champs des simulations perturbées à la simulation de référence (REF). Les lignes continues (pointillée) représentent le bord est du réservoir d'eau chaude des simulations perturbées (de la simulation de référence).

1. Comprendre la contribution des WWEs à l'amplitude de la rétroaction de Bjerknes.
De façon plus générale, quelles sont les « briques » synoptiques qui forment la réponse de l'atmosphère aux anomalies de SST ?
2. Comprendre la sensibilité de la réponse couplée aux WWEs aux conditions grande échelle (position du réservoir d'eau chaude, recharge du WWV)
3. D'explorer si, outre la stochasticité des WWEs, d'autres phénomènes, comme la MJO ou les conditions de grande échelle dans d'autres bassins océaniques, contribuent à limiter la prévisibilité de l'amplitude d'El Niño.

Répondre à ces questions grâce aux stratégies proposées ci-dessus nous permettrait d'y voir plus clair et d'affiner notre compréhension de la diversité et de la prévisibilité des événements El Niño.

Les résultats de cette thèse permettent de mieux souligner les limites de la prévisibilité des WWEs et de leur impact océanique. Cela réduit d'autant la possibilité qu'ENSO puisse être prévu avant le printemps et la barrière de prévisibilité qui le caractérise. Il reste cependant de nombreuses pistes pour mieux comprendre ENSO. Comme l'écrivait Gantz en 2001 : « After each event, researchers know more than they did before the event occurred. That is a fact. But it seems that each event raises some new unconsidered aspects of El Niño or its impact. So although researchers know more in absolute terms, relatively speaking, they know less because the El Niño problem seems to get bigger »



Bibliographie

- AN, S.-I. et JIN, F.-F. (2001). Collective role of thermocline and zonal advective feedbacks in the enso mode*. *Journal of climate*, 14(16):3421–3432. [I.3.2](#)
- ARKIN, P. A. et WEBSTER, P. J. (1985). Annual and interannual variability of tropical-extratropical interaction : An empirical study. *Monthly weather review*, 113(9):1510–1523. [I.4.3](#)
- ASHOK, K., BEHERA, S. K., RAO, S. A., WENG, H. et YAMAGATA, T. (2007). El niño modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 112(C11). [I.2.2.1](#)
- BARBER, R. T. et CHAVEZ, F. P. (1983). Biological consequences of el niño. *Science*, 222(4629): 1203–1210. [I.2.1](#)
- BARNETT, T., LATIF, M., KIRK, E. et ROECKNER, E. (1991). On enso physics. *Journal of climate*, 4(5):487–515. [I.3.1.2](#)
- BARNSTON, A. et TIPPETT, M. (2012). Skill of Real-Time Seasonal ENSO Model Predictions during 2002–11 : Is Our Capability Increasing? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(5):ES48–ES50. [I](#), [I.2.2.2](#), [III.1](#), [IV.1](#), [IV.4.2](#), [VI.1](#)
- BARSUGLI, J. J. et SARDESHMUKH, P. D. (2002). Global atmospheric sensitivity to tropical sst anomalies throughout the indo-pacific basin. *Journal of climate*, 15(23):3427–3442. [IV.1](#)
- BELAMARI, S., REDELSPERGER, J.-L. et PONTAUD, M. (2003). Dynamic Role of a Westerly Wind Burst in Triggering an Equatorial Pacific Warm Event. *Journal of Climate*, 16(12): 1869–1890. [IV.1](#)
- BELLENGER, H., GUILYARDI, É., LELOUP, J., LENGAINNE, M. et VIALARD, J. (2014). Enso representation in climate models : from cmip3 to cmip5. *Climate Dynamics*, 42(7-8):1999–2018. [V.2.1](#), [V.2.1](#), [V.2.1](#)

- BENESTAD, R. E., SUTTON, R. T. et ANDERSON, D. L. (2002). The effect of el nino on intraseasonal kelvin waves. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(582):1277–1291. [IV.1](#), [IV.1](#), [IV.3.1](#), [IV.4.2](#), [IV.4.2](#)
- BERGMAN, J. W., HENDON, H. et WEICKMANN, M. (2001). Intraseasonal Air–Sea Interactions at the Onset of El Niño. *Journal of Climate*, 14(8):1702–1719. [I.5.2](#), [III.1](#)
- BJERKNES, J. (1966). A possible response of the atmospheric hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18(4):820–829. [I.2.1](#), [IV.1](#)
- BJERKNES, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific. *Monthly Weather Review*, 97(3):163–172. [III.1](#)
- BLANKE, B. et DELECLUSE, P. (1993). Variability of the tropical atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. *Journal of Physical Oceanography*, 23(7):1363–1388. [II.2.1.1](#), [IV.2.1](#)
- BLANKE, B., NEELIN, J. D. et GUTZLER, D. (1997). Estimating the effect of stochastic wind stress forcing on enso irregularity. *Journal of climate*, 10(7):1473–1486. [I.5.2](#)
- BONY, S., LAU, K. et SUD, Y. (1997). Sea surface temperature and large-scale circulation influences on tropical greenhouse effect and cloud radiative forcing. *Journal of Climate*, 10(8):2055–2077. [I.3.1.2](#)
- BOUGEAULT, P. (1985). A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Monthly Weather Review*, 113(12):2108–2121. [II.2.1.2](#), [V.2.2.1](#)
- BOULANGER, J.-P., CRAVATTE, S. et MENKES, C. (2003). Reflected and locally wind-forced interannual equatorial kelvin waves in the western pacific ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 108(C10). [I.5.3](#)
- BOULANGER, J.-P., DURAND, E., DUVEL, J. P., MENKES, C., DELECLUSE, P., IMBARD, M., LENGAIGNE, M., MADEC, G. et MASSON, S. (2001). Role of non-linear oceanic processes in the response to westerly wind events : New implications for the 1997 El Niño onset. *Geophysical Research Letters*, 28(8):1603–1606. [I.5.2](#), [III.1](#), [IV.1](#)
- BOULANGER, J.-P. et MENKES, C. (1999). Long equatorial wave reflection in the Pacific Ocean from TOPEX/POSEIDON data during the 1992–1998 period. *Climate dynamics*, 15(3): 205–225. [III.1](#), [III.3.1](#)
- BOULANGER, J.-P., MENKES, C. et LENGAIGNE, M. (2004). Role of high- and low-frequency winds and wave reflection in the onset, growth and termination of the 1997 ?1998 El Niño. [I.5.2](#), [I.5.4](#), [III.1](#), [III.1](#), [IV.1](#)
- BUNGE, L. et CLARKE, A. J. (2014). On the warm water volume and its changing relationship with enso. *Journal of Physical Oceanography*, 44(5):1372–1385. [I.2.2.1](#), [VI.1](#)
- BUSALACCHI, A. J. et CANE, M. A. (1988). The effect of varying stratification on low-frequency equatorial motions. *Journal of physical oceanography*, 18(6):801–812. [IV.1](#), [IV.1](#), [IV.4.2](#), [IV.4.2](#)

- CANE, M. et SARACHIK, E. (1976). Forced baroclinic ocean motions. 1. linear equatorial unbounded case. *Journal of Marine Research*, 34(4):629–665. [I.3.1](#)
- CAPOTONDI, A., WITTENBERG, A. T., NEWMAN, M., DI LORENZO, E., YU, J.-Y., BRACONNOT, P., COLE, J., DEWITTE, B., GIESE, B., GUILYARDI, E. *et al.* (2014). Understanding enso diversity. *Bulletin of the American Meteorological Society*. [I.2.2.1](#)
- CARRILLO, C. (1892). Hidrografia oceánica. *Bol. Soc. Geogr. Lima*, 1:72–111. [I.2.1](#)
- CHANG, C. et LAU, K. (1980). Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter monex area during december 1974. part ii : Planetary-scale aspects. *Monthly Weather Review*, 108(3):298–312. [I.4.3](#)
- CHANG, C.-P., ERICKSON, J. E. et LAU, K. M. (1979). Northeasterly Cold Surges and Near-Equatorial Disturbances over the Winter MONEX Area during December 1974. Part I : Synoptic Aspects. *Monthly Weather Review*, 107(7):812–829. [I.4.1](#), [III.1](#)
- CHAVEZ, F., STRUTTON, P., FRIEDERICH, G., FEELY, R., FELDMAN, G., FOLEY, D. et MCPHADEN, M. (1999). Biological and chemical response of the equatorial pacific ocean to the 1997-98 el niño. *Science*, 286(5447):2126–2131. [I.2.1](#)
- CHEN, D., LIAN, T., FU, C., CANE, M. A., TANG, Y. et MURTUGUDDE, R. (2015). Strong influence of westerly wind bursts on El Niño diversity. *Nature Publishing Group*, 8(5):339–345. [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [I.5.3](#), [III.1](#), [IV.1](#), [VI.1.1](#), [VI.2.1](#)
- CHEN, S. S. et HOUZE, R. A. (1997). Interannual variability of deep convection over the tropical warm pool. *Journal of Geophysical Research*, 102(D22):25783–25795. [I.4.1](#), [III.1](#)
- CHEN, S. S., HOUZE, R. A. et MAPES, B. E. (1996). Multiscale Variability of Deep Convection In Relation to Large-Scale Circulation in TOGA COARE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53:1380–1409. [III.1](#)
- CHIODI, A., HARRISON, D. E. et VECCHI, A. (2014). Subseasonal Atmospheric Variability and El Niño Waveguide Warming : Observed Effects of the Madden-Julian Oscillation and Westerly Wind Events*. *Journal of Climate*, 27(10):3619–3642. [I](#), [I.4.3](#), [III](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.2.2](#), [III.4.2](#), [III.4.2.1](#), [III.4.2.1](#), [III.5](#), [III.6.2](#), [IV.1](#), [VI.1.1](#)
- CHIODI, A. M. et HARRISON, D. (2015). Equatorial pacific easterly wind surges and the onset of la niña events*. *Journal of Climate*, 28(2):776–792. [I](#), [I.25](#), [I.5.4](#), [III](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.5](#), [III.6.3](#), [VI.1.1](#), [VI.1.1](#)
- CHOI, K.-Y., VECCHI, G. et WITTENBERG, A. T. (2013). Enso transition, duration, and amplitude asymmetries : Role of the nonlinear wind stress coupling in a conceptual model. *Journal of Climate*, 26(23):9462–9476. [I.2.2.1](#)
- CHU, P.-S. et FREDERICK, J. (1990). Westerly wind bursts and surface heat fluxes in the equatorial western pacific in may 1982. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 68(5):523–537. [I.4.3](#)
- CLARKE, A. J. (2014). El Niño physics and El Niño predictability. *Annual review of marine science*, 6:79–99. [I.2.2.2](#)

- DAYAN, H., VIALARD, J., IZUMO, T. et LENGAINNE, M. (2013). Does sea surface temperature outside the tropical Pacific contribute to enhanced ENSO predictability? *Climate Dynamics*, (1969). [VI.2.1](#)
- DAYAN, H., VIALARD, J., IZUMO, T. et LENGAINNE, M. (2014). Does sea surface temperature outside the tropical Pacific contribute to enhanced ENSO predictability? *Climate dynamics*, 43(5-6):1311–1325. [VI.2.1](#)
- DEE, D., UPPALA, S., SIMMONS, A., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M., BALSAMO, G., BAUER, P. *et al.* (2011). The era-interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656):553–597. [III.2.1](#), [IV.2.1](#)
- DELCROIX, T., EL DIN, G., MCPHADEN, M. et MORLIÈRE, A. (1993). Effects of westerly wind bursts upon the western equatorial Pacific ocean, february–april 1991. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 98(C9):16379–16385. [I](#), [I.5.1](#), [I.5.3](#), [III](#), [III.1](#), [IV.1](#)
- DEMOTT, C. A., KLINGAMAN, N. P. et WOOLNOUGH, S. J. (2015). Atmosphere-ocean coupled processes in the madden-Julian oscillation. *Reviews of Geophysics*. [I.4.2.1](#)
- DEWITTE, B., PURCA, S., ILLIG, S., RENAULT, L. et GIESE, B. S. (2008). Low-frequency modulation of intraseasonal equatorial Kelvin wave activity in the Pacific from 1958–2001. *Journal of Climate*, 21(22):6060–6069. [IV.1](#), [IV.1](#), [IV.4.2](#), [IV.4.2](#)
- DIJKSTRA, H. A. et NEELIN, J. D. (1995). Ocean-atmosphere interaction and the tropical climatology. part ii : Why the Pacific cold tongue is in the east. *Journal of climate*, 8(5): 1343–1359. [I.1.1](#)
- DRUSHKA, K., BELLENGER, H., GUILYARDI, E., LENGAINNE, M., VIALARD, J. et MADEC, G. (2015). Processes driving intraseasonal displacements of the eastern edge of the warm pool : the contribution of westerly wind events. *Climate Dynamics*, 44(3-4):735–755. [I.2.2](#), [I.5.1](#), [II.2](#), [II.2.2.1](#), [III.3.1](#), [IV.1](#), [IV.1](#), [IV.2.1](#), [IV.2.3](#), [VI.2.2](#)
- DUSSIN, R. et BARNIER, B. (2013). The making of DFS 5.1. *Drakkar Project Rep.* [II.2.2.1](#), [IV.2.1](#)
- EBUCHI, N., GRABER, H. C. et CARUSO, M. J. (2002). Evaluation of wind vectors observed by QuikSCAT/seawinds using ocean buoy data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(12):2049–2062. [II.1.5](#)
- ECKERT, C. et LATIF, M. (1997). Predictability of a stochastically forced hybrid coupled model of El Niño. *Journal of climate*, 10(7):1488–1504. [I.5.2](#)
- EISENMAN, I., YU, L. et TZIPERMAN, E. (2005). Westerly Wind Bursts : ENSO's Tail Rather than the Dog? *Journal of Climate*, 18(24):5224–5238. [I](#), [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [I.4.1](#), [I.5.3](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.5](#), [III.5.1](#), [III.6.3](#), [IV.1](#), [V](#), [V.1](#), [VI.1.1](#), [VI.2.1](#)
- EL DIN, G., DELCROIX, T., HÉNIN, C., RICHARDS, K., du PENHOAT, Y., PICAUT, J. et RUAL, P. (1994). Large-scale current and thermohaline structures along 156°E during the COARE intensive observation period. *Geophysical Research Letters*, 21(24):2681–2684. [I.4.1](#), [III.1](#)

- FAIRALL, C., BRADLEY, E., ROGERS, D., EDSON, J. et YOUNGS, G. (1996). Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response. *Geophys. Res.*, 101:3747–3764. [II.2.2.1](#), [IV.2.1](#)
- FASULLO, J. et WEBSTER, P. J. (2000). Atmospheric and surface variations during westerly wind bursts in the tropical western Pacific. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(564):899–924. [I](#), [I.4.1](#), [I.17](#), [III.1](#), [III.1](#)
- FEDOROV, A. V. (2002a). The response of the coupled tropical ocean–atmosphere to westerly wind bursts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(579):1–23. [I.5.2](#), [IV.1](#), [VI.2.1](#)
- FEDOROV, A. V. (2002b). The response of the coupled tropical ocean–atmosphere to westerly wind bursts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(579):1–23. [I.5.3](#), [III.1](#)
- FEDOROV, A. V., HU, S., LENGAGNE, M. et GUILYARDI, E. (2014a). The impact of westerly wind bursts and ocean initial state on the development, and diversity of el niño events. *Climate Dynamics*, 44(5-6):1381–1401. [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [I.5.2](#), [IV.1](#), [VI.1.1](#)
- FEDOROV, A. V., HU, S., LENGAGNE, M. et GUILYARDI, E. (2014b). The impact of westerly wind bursts and ocean initial state on the development, and diversity of El Niño events. *Climate Dynamics*. [III.1](#), [VI.2.1](#)
- FENG, M., HACKER, P. et LUKAS, R. (1998). Upper ocean heat and salt balances in response to a westerly wind burst in the western equatorial pacific during toga coare. *Journal of geophysical research*, 103(10):289–10. [I.5.1](#), [IV.1](#)
- FENG, M., MEYERS, G., PEARCE, A. et WIJFFELS, S. (2003). Annual and interannual variations of the leeuwin current at 32 s. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 108(C11). [I.2.1](#)
- GADGIL, S., JOSHI, N. et JOSEPH, P. (1984). Ocean-atmosphere coupling over monsoon regions. *Nature*, 312(5990):141–143. [I.1.1](#), [III.1](#)
- GEBBIE, G., EISENMAN, I., WITTENBERG, A. T. et TZIPERMAN, E. (2007). Modulation of Westerly Wind Bursts by Sea Surface Temperature : A Semistochastic Feedback for ENSO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(9):3281–3295. [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [I.5.3](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.5.1](#), [III.6.3](#), [IV.1](#), [VI.1.1](#)
- GEBBIE, G. et TZIPERMAN, E. (2009a). Incorporating a semi-stochastic model of ocean-modulated westerly wind bursts into an enso prediction model. *Theoretical and applied climatology*, 97(1-2):65–73. [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [I.5.3](#), [III.1](#), [III.6.3](#)
- GEBBIE, G. et TZIPERMAN, E. (2009b). Predictability of SST-Modulated Westerly Wind Bursts. *Journal of Climate*, 22(14):3894–3909. [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [III.1](#), [III.6.3](#)
- GIESE, B. S. et HARRISON, D. (1991). Eastern equatorial pacific response to three composite westerly wind types. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 96(S01):3239–3248. [I.5.1](#), [I.5.1](#), [IV.1](#), [IV.1](#)

- GIESE, B. S. et HARRISON, D. E. (1990). Aspects of the Kelvin wave response to episodic wind forcing. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 95(C5):7289–7312. [I.5.1](#), [III.3.1](#), [IV.1](#), [IV.1](#), [IV.4.2](#), [IV.4.2](#)
- GILL, a. E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(449):447–462. [I.1.1](#), [I.3.1.2](#), [I.11](#)
- GILL, A. E. (1982). *Atmosphere-ocean dynamics*, volume 30. Academic press. [IV.1](#), [IV.1](#), [IV.4.2](#)
- GLANTZ, M. H. (2001). *Currents of change : impacts of El Niño and La Niña on climate and society*. Cambridge University Press. [I.2.1](#)
- GLANTZ, M. H. (2015). Shades of chaos : Lessons learned about lessons learned about forecasting el nino and its impacts. *International Journal of Disaster Risk Science*, 6(1):94–103. [I](#)
- GLOERSEN, P. (1995). Modulation of hemispheric sea-ice cover by enso events. *Nature*, 373(6514):503–506. [I.2.1](#)
- GODFREY, J. S., HOUZE, R. A., JOHNSON, R. H., LUKAS, R., REDELSPERGER, J.-L., SUMI, A. et WELLER, R. (1998). Coupled ocean-atmosphere response experiment (coare) : An interim report. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C7):14395–14450. [I.4.3](#), [III.1](#)
- GRAHAM, N. et BARNETT, T. (1987). Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, 238(4827):657–659. [I.1.1](#), [I.3.1.2](#), [IV](#), [IV.1](#)
- GUILYARDI, E., CAI, W., COLLINS, M., FEDOROV, A. V., JIN, F.-F., KUMAR, A., SUN, D.-Z. et WITTENBERG, A. T. (2012). New Strategies for Evaluating ENSO Processes in Climate Models. [III.1](#), [IV.1](#)
- GUILYARDI, E., MADEC, G. et TERRAY, L. (2001). The role of lateral ocean physics in the upper ocean thermal balance of a coupled ocean-atmosphere gcm. *Climate Dynamics*, 17(8):589–599. [IV.2.1](#)
- GUTZLER, D. S. (1991). Interannual fluctuations of intraseasonal variance of near-equatorial zonal winds. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 96(S01):3173–3185. [I.4.1](#), [I.4.3](#), [III.1](#)
- HAM, Y.-G., KUG, J.-S., PARK, J.-Y. et JIN, F.-F. (2013). Sea surface temperature in the north tropical atlantic as a trigger for el niño/southern oscillation events. *Nature Geoscience*, 6(2):112–116. [VI.2.1](#)
- HARRISON, D. et LUTHER, D. (1990). Surface winds from tropical pacific islands-climatological statistics. *Journal of Climate*, 3(2):251–271. [I.4.1](#)
- HARRISON, D. E. et GIESE, B. (1991). Episodes of surface westerly winds as observed from islands in the western tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 96(S01):3221. [I.4.1](#), [I.4.3](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.6.2](#), [VI.1.1](#)
- HARRISON, D. E. et SCHOPF, P. S. (1984). Kelvin-Wave-Induced Anomalous Advection and the Onset of Surface Warming in El Niño Events. *Monthly Weather Review*, 112(5):923–933. [I](#), [I.4.3](#), [IV](#), [IV.1](#), [IV.1](#), [IV.3.3](#), [IV.4.1](#), [IV.4.2](#), [VI.1.2](#)

- HARRISON, D. E. et VECCHI, A. (1997). Westerly Wind Events in the Tropical Pacific, 1986–95*. *Journal of climate*, 10(12):3131–3156. [I](#), [I.4.1](#), [III.1](#), [III.2.2](#), [III.2.2](#), [III.3.2](#), [III.5](#)
- HARRISON, D. E. et VECCHI, A. (2001). El Niño and La Niña-equatorial Pacific thermocline depth and sea surface temperature anomalies, 1986–98. *Geophysical Research Letters*, 28(6):1051–1054. [III.1](#)
- HARTTEN, L. (1996). Synoptic settings of westerly wind bursts. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 101(D12):16997. [I](#), [I.4.1](#), [I.4.3](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.2.2](#), [VI.1.1](#)
- HASEGAWA, T. et HANAWA, K. (2003). Heat content variability related to enso events in the pacific. *Journal of physical oceanography*, 33(2):407–421. [I.3.3](#)
- HASSELMANN, K. (1976). Stochastic climate models part i. theory. *Tellus A*, 28(6). [I.5.2](#)
- HENDON, H., ZHANG, C. et GLICK, J. D. (1999). Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer. *Journal of Climate*, 12(8):2538–2550. [III.1](#)
- HOLLAND, C. L. et MITCHUM, G. T. (2003). Interannual volume variability in the tropical pacific. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 108(C11). [I.3.3](#)
- HORII, T., UEKI, I. et HANAWA, K. (2012). Breakdown of enso predictors in the 2000s : Decadal changes of recharge/discharge-sst phase relation and atmospheric intraseasonal forcing. *Geophysical Research Letters*, 39(10). [I](#), [I.2.2.1](#), [VI.1](#)
- HSU, H.-H., HOSKINS, B. J. et JIN, F.-F. (1990). The 1985/86 intraseasonal oscillation and the role of the extratropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(7):823–839. [I.4.3](#)
- HU, S., FEDOROV, A. V., LENGAINNE, M. et GUILYARDI, E. (2014). The impact of westerly wind bursts on the diversity and predictability of El Niño events : An ocean energetics perspective. *Geophysical Research Letters*, 41:4654–4663. [I](#), [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [III.1](#), [IV.1](#), [VI.1.1](#)
- HUNG, M.-P., LIN, J.-L., WANG, W., KIM, D., SHINODA, T. et WEAVER, S. J. (2013). Mjo and convectively coupled equatorial waves simulated by cmip5 climate models. *Journal of Climate*, 26(17):6185–6214. [V.2.2.1](#), [V.6](#)
- IZUMO, T., VIALARD, J., LENGAINNE, M., de BOYER MONTEGUT, C., BEHERA, S. K., LUO, J.-J., CRAVATTE, S., MASSON, S. et YAMAGATA, T. (2010). Influence of the state of the indian ocean dipole on the following year's el niño. *Nature Geoscience*, 3(3):168–172. [VI.2.1](#)
- JACKETT, D. R. et MCDUGALL, T. J. (1995). Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12(2):381–389. [II.2.1.1](#), [IV.2.1](#)
- JANOWIAK, J. E. et ARKIN, P. A. (1991). Rainfall variations in the tropics during 1986–1989, as estimated from observations of cloud-top temperature. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 96(S01):3359–3373. [V.6](#)
- JIN, F.-F. (1997a). An Equatorial Ocean Recharge Paradigm for ENSO. Part II : A Stripped-Down Coupled Model. [I.3.3](#), [III.1](#), [IV.1](#)

- JIN, F.-F. (1997b). An equatorial ocean recharge paradigm for enso. part ii : A stripped-down coupled model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(7):830–847. [IV.1](#)
- JIN, F.-F., LIN, L., TIMMERMAN, a. et ZHAO, J. (2007). Ensemble-mean dynamics of the ENSO recharge oscillator under state-dependent stochastic forcing. *Geophysical Research Letters*, 34(3):L03807. [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [I.5.3](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.6.3](#), [IV.1](#), [VI.1.1](#)
- KEEN, R. A. (1982). The Role of Cross-Equatorial Tropical Cyclone Pairs in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 110(10):1405–1416. [I.4.1](#), [I.4.3](#), [I.5.3](#), [III](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.3.2](#), [III.6.2](#), [VI.1.1](#)
- KERR, R. A. (1999). Does a Globe-Girdling Disturbance Jigger El Nino ? *Atmospheric science*, 285:322–323. [III.6.3](#)
- KESSLER, E. (1995a). On the continuity and distribution of water substance in atmospheric circulations. *Atmospheric Research*, 38(1–4):109 – 145. [II.2.1.2](#)
- KESSLER, W. S. (1995b). Forcing of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific of the date line and propagate at a speed zonal coherence and. 100(95). [III.1](#)
- KESSLER, W. S. (2001). EOF representations of the Madden-Julian and its connection with ENSO. *Journal of Climate*, 14(13):3055–3061. [III.1](#)
- KESSLER, W. S. et KLEEMAN, R. (2000). Rectification of the Madden-Julian Oscillation into the ENSO cycle. *Journal of Climate*, 13(20):3560–3575. [III.1](#), [VI.2.2](#)
- KILADIS, G. N., MEEHL, G. A. et WEICKMANN, K. M. (1994). Large-scale circulation associated with westerly wind bursts and deep convection over the western equatorial pacific. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 99(D9):18527–18544. [I.3.1.2](#)
- KINDLE, J. C. et PHOEBUS, P. A. (1995). The ocean response to operational westerly wind bursts during the 1991–1992 el nino. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 100(C3):4893–4920. [I.5.1](#), [IV.1](#)
- KLEEMAN, R. et MOORE, A. M. (1997). A theory for the limitation of enso predictability due to stochastic atmospheric transients. *Journal of the atmospheric sciences*, 54(6):753–767. [I.5.2](#)
- KLEEMAN, R. et MOORE, A. M. (1999). A new method for determining the reliability of dynamical enso predictions. *Monthly weather review*, 127(5):694–705. [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [IV.1](#)
- KUMAR, B. P., VIALARD, J., LENGAINNE, M., MURTY, V. et MCPHADEN, M. (2012). Tropflux : air-sea fluxes for the global tropical oceans—description and evaluation. *Climate dynamics*, 38(7-8):1521–1543. [IV.2.1](#)
- KUMAR, B. P., VIALARD, J., LENGAINNE, M., MURTY, V., MCPHADEN, M., CRONIN, M., PINSARD, F. et REDDY, K. G. (2013). Tropflux wind stresses over the tropical oceans : evaluation and comparison with other products. *Climate dynamics*, 40(7-8):2049–2071. [II.1.5](#), [II.2](#), [III.2.1](#), [IV.2.1](#)

- LANDER, M. A. (1990). Evolution of the cloud pattern during the formation of tropical cyclone twins symmetrical with respect to the equator. *Monthly Weather Review*, 118(5):1194–1202. [III.1](#)
- LARKIN, N. K. et HARRISON, D. (2005). On the definition of el niño and associated seasonal average us weather anomalies. *Geophysical Research Letters*, 32(13). [I.2.2.1](#)
- LAU, K. M., PENG, L., NAKAZAWA, T. et SUI, C.-H. (1989). Dynamics of super cloud clusters, westerly wind bursts, 30-60 day oscillations and ENSO-An unified view. *Meteorological Society of Japan, Journal*, 67:205–219. [I.4.3](#), [III.1](#), [III.6.2](#)
- LAU, N.-C. (1985). Modeling the seasonal dependence of the atmospheric response to observed el niños in 1962-76. *Monthly Weather Review*, 113(11):1970–1996. [I.5.2](#)
- LE MOIGNE, P., BOONE, A., CALVET, J., DECHARME, B., FAROUX, S. et GIBELIN, A. (2009). Sur-fex scientific documentation. *Note de centre (CNRM/GMME), Météo-France, Toulouse, France*. [II.2.1.3](#)
- LENGAIGNE, M., BOULANGER, J.-P., DELECLUSE, P., MENKES, C., GUILYARDI, E. et SLINGO, J. M. (2004a). Westerly wind events in the Tropical Pacific and their influence on the coupled ocean-atmosphere system : A review. *Earth's Climate*. [I](#), [III.1](#), [IV.1](#)
- LENGAIGNE, M., BOULANGER, J.-P., MENKES, C., MADEC, G., DELECLUSE, P., GUILYARDI, E. et SLINGO, J. M. (2003a). The March 1997 Westerly Wind Event and the onset of the 1997/98 El Niño : Understanding the role of the atmospheric response. *Journal of Climate*, 16(20): 3330–3343. [I](#), [I.5.2](#), [I.5.3](#), [III.1](#), [III.5.1](#), [III.6.3](#), [IV.1](#), [V](#), [V.1](#), [VI.1.3](#)
- LENGAIGNE, M., BOULANGER, J.-P., MENKES, C., MASSON, S., MADEC, G. et DELECLUSE, P. (2002). Ocean response to the March 1997 Westerly Wind Event. *Journal of Geophysical Research*, 107(C12):8015. [I.3.2](#), [I.5.1](#), [I.5.2](#), [III.1](#), [IV.1](#)
- LENGAIGNE, M., BOULANGER, J.-P., MENKES, C. et SPENCER, H. (2006). Influence of the seasonal cycle on the termination of El Niño events in a coupled general circulation model. *Journal of Climate*, 19(9):1850–1868. [I.5.4](#), [III.1](#)
- LENGAIGNE, M., GUILYARDI, E., BOULANGER, J.-P., MENKES, C., DELECLUSE, P., INNESS, P., COLE, J. et SLINGO, J. M. (2004b). Triggering of El Niño by westerly wind events in a coupled general circulation model. *Climate Dynamics*, 23(6):601–620. [I.3.2](#), [I.5.2](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.6.3](#), [III.6.4](#), [IV.1](#), [VI.2.1](#)
- LENGAIGNE, M., MADEC, G., MENKÈS, C. et ALORY, G. (2003b). Impact of isopycnal mixing on the tropical ocean circulation. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 108(C11). [IV.2.1](#)
- LENGAIGNE, M., MENKES, C., AUMONT, O., GORGUES, T., BOPP, L., ANDRÉ, J.-M. et MADEC, G. (2007). Influence of the oceanic biology on the tropical pacific climate in a coupled general circulation model. *Climate Dynamics*, 28(5):503–516. [II.2.1.1](#), [IV.2.1](#)
- LIAN, T., CHEN, D., TANG, Y. et WU, Q. (2014). Effects of westerly wind bursts on El Niño : A new perspective. *Geophysical Research Letters*, pages 3522–3527. [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [III.1](#), [IV.1](#)

- LIN, J.-L. (2007). The double-ITCZ problem in IPCC AR4 coupled GCMs : Ocean-atmosphere feedback analysis. *Journal of Climate*, 20(18):4497–4525. [II.2.2.2](#)
- LIN, X. et JOHNSON, R. H. (1996). Kinematic and Thermodynamic Characteristics of the Flow over the Western Pacific Warm Pool during TOGA COARE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53(5):695–715. [I.4.1](#), [III.1](#), [III.1](#)
- LIVEZEY, R. E. et CHEN, W. (1983). Statistical field significance and its determination by monte carlo techniques. *Monthly Weather Review*, 111(1):46–59. [III.3.1](#), [III.5.2](#)
- LLOYD, J., GUILYARDI, E. et WELLER, H. (2011). The role of atmosphere feedbacks during ENSO in the CMIP3 models. part II : using AMIP runs to understand the heat flux feedback mechanisms. *Climate Dynamics*, 37(7-8):1271–1292. [I.3.1.2](#)
- LLOYD, J., GUILYARDI, E. et WELLER, H. (2012). The role of atmosphere feedbacks during ENSO in the CMIP3 models. part III : the shortwave flux feedback. *Journal of Climate*, 25(12):4275–4293. [I.3.1.2](#)
- LLOYD, J., GUILYARDI, E., WELLER, H. et SLINGO, J. (2009). The role of atmosphere feedbacks during ENSO in the CMIP3 models. *Atmospheric Science Letters*, 10(3):170–176. [I.3.1.2](#), [IV.1](#)
- LOPEZ, H., KIRTMAN, B. P., TZIPERMAN, E. et GEBBIE, G. (2013). Impact of interactive westerly wind bursts on CCSM3. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 59:24–51. [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [III.6.3](#)
- LOVE, G. (1985). Love_MWR_1985a.pdf. [I.4.1](#), [I.4.3](#), [III.1](#), [III.1](#), [VI.1.1](#)
- LUTHER, D. et HARRISON, D. (1984). Observing long-period fluctuations of surface winds in the tropical Pacific : Initial results from island data. *Monthly weather review*, 112(2):285–302. [I.4.1](#), [IV.1](#)
- LUTHER, D. S., HARRISON, D. E. et KNOX, R. A. (1983). Zonal winds in the central equatorial Pacific and El Niño. *Science (New York, N.Y.)*, 222(4621):327–330. [I.4.1](#), [I.5.3](#), [III](#), [III.1](#), [III.1](#)
- MADDEN, R. A. et JULIAN, P. R. (1971). Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. [I.4.2.1](#), [III.1](#)
- MADDEN, R. A. et JULIAN, P. R. (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(6):1109–1123. [III.1](#)
- MADDEN, R. A. et JULIAN, P. R. (1994). Observations of the 40-50-day tropical oscillation—a review. *Monthly Weather Review*, 122(5):814–837. [I](#), [III.1](#)
- MADEC, G. (2008). Nemo ocean engine. [II.2.1.1](#)
- MAHFOUF, J., MANZI, A., NOILHAN, J., GIORDANI, H. et DÉQUÉ, M. (1995). The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. part I. implementation and preliminary results. *Journal of Climate*, 8(8):2039–2057. [II.2.1.3](#)

- MCBRIDE, J., DAVIDSON, N., PURI, K. et TYRELL, G. (1995). The flow during toga coare as diagnosed by the bmrc tropical analysis and prediction system. *Monthly weather review*, 123(3):717–736. [I.4.3](#), [VI.1.1](#)
- MCCREARY JR, J. P. (1985). Modeling equatorial ocean circulation. *Annual review of fluid mechanics*, 17(1):359–409. [I.3.1](#)
- MCPHADEN, M. (2002a). Mixed layer temperature balance on intraseasonal timescales in the equatorial Pacific Ocean. *Journal of Climate*, 15:2632–2647. [III.1](#)
- MCPHADEN, M. (2015). Playing hide and seek with el nino. *Nature Climate Change*. [I](#), [IV.1](#), [V](#)
- MCPHADEN, M., LEE, T. et MCCLURG, D. (2011). El niño and its relationship to changing background conditions in the tropical pacific ocean. *Geophysical Research Letters*, 38(15). [I](#)
- MCPHADEN, M., ZEBIAK, S. E. et GLANTZ, M. H. (2006a). ENSO as an integrating concept in earth science. *Science*, 314:1740–1745. [I](#), [III.1](#), [VI.1](#)
- MCPHADEN, M., ZHANG, X., HENDON, H. et WHEELER, M. (2006b). Large scale dynamics and MJO forcing of ENSO variability. *Geophysical Research Letters*, 33(16):L16702. [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [III.1](#), [III.1](#), [IV.1](#)
- MCPHADEN, M. J. (1999). Genesis and Evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, 283(5404): 950–954. [I](#), [I.5.2](#), [I.5.3](#), [III](#), [III.1](#), [III.6.2](#), [IV.1](#), [VI.2.2](#)
- MCPHADEN, M. J. (2002b). Mixed layer temperature balance on intraseasonal timescales in the equatorial pacific ocean*. *Journal of climate*, 15(18):2632–2647. [III.3.1](#)
- MCPHADEN, M. J. (2004). Evolution of the 2002/03 El Niño*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(5):677–695. [III.6.3](#)
- MCPHADEN, M. J., BAHR, F., DU PENHOAT, Y., FIRING, E., HAYES, S. P., NIILER, P. P., RICHARDSON, P. L. et TOOLE, J. M. (1992). The response of the western equatorial pacific ocean to westerly wind bursts during november 1989 to january 1990. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 97(C9):14289–14303. [I.5.1](#), [IV.1](#)
- MCPHADEN, M. J. et TAFT, B. A. (1988a). Dynamics of Seasonal and Intraseasonal Variability in the Eastern Equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 18(11):1713–1732. [I.5.1](#), [IV.1](#)
- MCPHADEN, M. J. et TAFT, B. A. (1988b). Dynamics of seasonal and intraseasonal variability in the eastern equatorial pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 18(11):1713–1732. [III.2.2](#)
- MCPHADEN, M. J., TIMMERMAN, A., WIDLANSKY, M. J., BALMASEDA, M. A. et STOCKDALE, T. N. (2014). The curious case of the el niño that never happened : A perspective from 40 years of progress in climate research and forecasting. *Bulletin of the American Meteorological Society*. [I](#)

- MC PHADEN, M. J. et YU, X. (1999). Equatorial waves and the 1997-1998 El Niño. *Geophysical Research Letters*, 26(19):2961–2964. [I.5.2](#), [III.1](#)
- MC WILLIAMS, J. et GENT, P. (1978). A coupled air and sea model for the tropical pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(6):962–989. [I.5.2](#)
- MEEHL, G. A., KILADIS, G. N., WEICKMANN, K. M., WHEELER, M., GUTZLER, D. S. et COMPO, G. P. (1996). Modulation of equatorial subseasonal convective episodes by tropical-extratropical interaction in the indian and pacific ocean regions. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-*, 101:15–033. [I.4.3](#)
- MEINEN, C. et MC PHADEN, M. (2000). Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. *Journal of Climate*, 13(20):3551–3559. [I](#), [I.3.3](#), [I.3.3](#), [III.1](#), [IV.1](#)
- MEINEN, C. S. et MC PHADEN, M. J. (2001). Interannual variability in warm water volume transports in the equatorial pacific during 1993-99*. *Journal of physical oceanography*, 31(5):1324–1345. [I.3.3](#)
- MÉLIA, D. S. (2002). A global coupled sea ice–ocean model. *Ocean Modelling*, 4(2):137–172. [II.2.1.1](#)
- MENKES, C., LENGAINNE, M., VIALARD, J., PUY, M., MARCHESIELLO, P., CRAVATTE, S. et CAMBON, G. (2014). About the role of Westerly Wind Events in the possible development of an El Niño in 2014. *Geophysical Research Letters*. [I](#), [I.5.2](#), [III.1](#), [III.6.4](#), [IV.1](#), [V.1](#), [V](#), [V.2](#), [V.3.1](#), [V.3.1](#), [V.4.1](#), [VI.1.3](#)
- MIN, Q., SU, J., ZHANG, R. et RONG, X. (2015). What hindered the el niño pattern in 2014? *Geophysical Research Letters*, 42(16):6762–6770. [V.1](#), [V.4.2](#), [VI.2.1](#)
- MOORE, A. M. et KLEEMAN, R. (1999). Stochastic forcing of enso by the intraseasonal oscillation. *Journal of Climate*, 12(5):1199–1220. [I.5.2](#), [III.1](#)
- MOORE, D. W. et PHILANDER, S. (1977). Modeling of the tropical oceanic circulation. *The sea*, 6(8). [I.3.1](#)
- MOSQUERA-VÁSQUEZ, K., DEWITTE, B. et ILLIG, S. (2014). The central pacific el niño intra-seasonal kelvin wave. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(10):6605–6621. [IV.1](#), [IV.1](#), [IV.4.2](#), [IV.4.2](#)
- NITTA, T. (1989). Development of a twin cyclone and westerly bursts during the initial phase of the 1986-87 el niño. *journal*, 67(4):677–681. [I.4.3](#), [III.1](#), [VI.1.1](#)
- OKI, T. et SUD, Y. (1998). Design of total runoff integrating pathways (trip)-a global river channel network. *Earth interactions*, 2(1):1–37. [II.2.1.3](#)
- OKUMURA, Y. M. et DESER, C. (2010). Asymmetry in the duration of el niño and la niña. *Journal of Climate*, 23(21):5826–5843. [I.2.2.1](#)
- PALMER, T. et MANSFIELD, D. (1984). Response of two atmospheric general circulation models to sea-surface temperature anomalies in the tropical east and west pacific. [IV.1](#)

- PAULSON, C. A. et SIMPSON, J. J. (1977). Irradiance measurements in the upper ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 7(6):952–956. [II.2.1.1](#), [IV.2.1](#)
- PENLAND, C., FLÜGEL, M. et CHANG, P. (2000). Identification of dynamical regimes in an intermediate coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate*, 13(12):2105–2115. [I.5.2](#)
- PENLAND, C. et SARDESHMUKH, P. D. (1995). The optimal growth of tropical sea surface temperature anomalies. *Journal of climate*, 8(8):1999–2024. [I.5.2](#)
- PEREZ, C. L., MOORE, A. M., ZAVALA-GARAY, J. et KLEEMAN, R. (2005). A Comparison of the Influence of Additive and Multiplicative Stochastic Forcing on a Coupled Model of ENSO. *Journal of Climate*, 18(23):5066–5085. [I.5.3](#), [III.6.3](#)
- PERIGAUD, C. et CASSOU, C. (2000). Importance of oceanic decadal trends and westerly wind bursts for forecasting El Niño. *Geophysical research letters*, 27(3):389–392. [I.5.2](#), [III.6.3](#)
- PERSECHINO, A., MIGNOT, J., SWINGEDOUW, D., LABETOULLE, S. et GUILYARDI, E. (2013). Decadal predictability of the atlantic meridional overturning circulation and climate in the ipsl-cm5a-lr model. *Climate dynamics*, 40(9-10):2359–2380. [V.3](#)
- PICAUT, J. et DELCROIX, T. (1995). Equatorial wave sequence associated with warm pool displacements during the 1986–1989 el niño-la niña. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 100(C9):18393–18408. [I.3.1.1](#)
- PICAUT, J., HACKERT, E., BUSALACCHI, A. J., MURTUGUDDE, R. et LAGERLOEF, G. S. (2002). Mechanisms of the 1997–1998 el niño–la niña, as inferred from space-based observations. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 107(C5):5–1. [I.3.3](#)
- PICAUT, J., MASIA, F. et DU PENHOAT, Y. (1997). An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the enso. *Science*, 277(5326):663–666. [I.3.3](#), [IV.1](#)
- PUY, M., VIALARD, J., LENGAINNE, M. et GUILYARDI, E. (2015). Modulation of equatorial pacific westerly/easterly wind events by the madden–julian oscillation and convectively-coupled rossby waves. *Climate Dynamics*, pages 1–24. [III.1](#), [IV.1](#), [IV.1](#), [IV.4](#), [IV.2.2](#), [VI.1.1](#)
- RALPH, E. A., BI, K., NIILER, P. P. et DU PENHOAT, Y. (1997). A lagrangian description of the western equatorial pacific response to the wind burst of december 1992 : Heat advection in the warm pool. *Journal of climate*, 10(7):1706–1721. [I.5.1](#)
- RASHID, H. A., HENDON, H., WHEELER, M. et ALVES, O. (2010). Prediction of the Madden–Julian oscillation with the POAMA dynamical prediction system. *Climate Dynamics*, 36(3-4):649–661. [III.6.4](#), [VI.1.3](#)
- RASMUSSEN, E. M. et CARPENTER, T. H. (1982). Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation/el niño. *Monthly Weather Review*, 110(5):354–384. [I.2.1](#)
- RAYNER, P. et LAW, R. (1999). The interannual variability of the global carbon cycle. *Tellus B*, 51(2). [I.2.1](#)

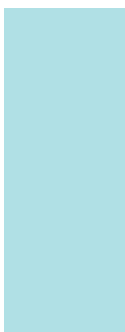
- RICHARDSON, R. A., GINIS, I. et ROTHSTEIN, L. M. (1999). A numerical investigation of the local ocean response to westerly wind burst forcing in the western equatorial pacific. *Journal of physical oceanography*, 29(6):1334–1352. [IV.1](#)
- ROULLET, G. et MADEC, G. (2000). Salt conservation, free surface, and varying levels : a new formulation for ocean general circulation models. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 105(C10):23927–23942. [II.2.1.1](#), [IV.2.1](#)
- ROULSTON, M. S. et NEELIN, J. D. (2000). The response of an enso model to climate noise, weather noise and intraseasonal forcing. *Geophysical Research Letters*, 27(22):3723–3726. [I.5.2](#), [III.1](#)
- RUI, H. et WANG, B. (1990). Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(3):357–379. [I.4.2.1](#), [III.1](#)
- SCHOPF, P. S. et HARRISON, D. E. (1983). On Equatorial Waves and El Niño. I. Influence of Initial States on Wave-induced Currents and Warming. [I](#), [I.5.1](#), [IV](#), [IV.1](#), [IV.1](#), [IV.4.1](#), [IV.4.2](#), [VI.1.2](#)
- SCHOPF, P. S. et SUAREZ, M. J. (1988). Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of the atmospheric sciences*, 45(3):549–566. [IV.1](#)
- SEIKI, A. et TAKAYABU, Y. N. (2007a). Westerly Wind Bursts and Their Relationship with Intraseasonal Variations and ENSO. Part I : Statistics. *Monthly Weather Review*, 135(10): 3325–3345. [I](#), [I.4.3](#), [I.24](#), [I.5.3](#), [III](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.2.2](#), [III.2.2](#), [III.3.2](#), [III.3.2](#), [III.4.2](#), [III.4.2.1](#), [III.4.2.2](#), [III.5](#), [III.5.2](#), [III.6.2](#), [III.6.3](#), [V.2.3.2](#), [VI.1.1](#), [VI.1.1](#)
- SEIKI, A. et TAKAYABU, Y. N. (2007b). Westerly Wind Bursts and Their Relationship with Intraseasonal Variations and ENSO. Part II : Energetics over the Western and Central Pacific. *Monthly Weather Review*, 135(10):3346–3361. [III.1](#), [III.6.3](#)
- SHCHEPETKIN, A. F. et MCWILLIAMS, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (roms) : a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4):347–404. [V.1](#)
- SHI, L., ALVES, O. et HENDON, H. (2009). The role of stochastic forcing in ensemble forecasts of the 1997/98 El Nino. *Journal of Climate*, 22(10):2526–2540. [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [III.1](#), [IV.1](#)
- SHINODA, T. et HENDON, H. H. (2002). Rectified wind forcing and latent heat flux produced by the madden-julian oscillation. *Journal of climate*, 15(23):3500–3508. [VI.2.2](#)
- SHINODA, T., HENDON, H. H. et GLICK, J. (1998). Intraseasonal variability of surface fluxes and sea surface temperature in the tropical western pacific and indian oceans. *Journal of climate*, 11(7):1685–1702. [VI.2.2](#)
- SHINODA, T., ROUNDY, P. E. et KILADIS, G. N. (2008). Variability of intraseasonal kelvin waves in the equatorial pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 38(5):921–944. [IV.1](#), [IV.4.2](#)

- SMITH, R. (1990). A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116(492):435–460. [II.2.1.2](#)
- SMYTH, W. D., HEBERT, D. et MOUM, J. N. (1996). Local ocean response to a multiphase westerly wind burst : 2. Thermal and freshwater responses. *Journal of Geophysical Research*, 101(C10):22513. [IV.1](#)
- SPENCER, H. (2004). Role of the atmosphere in seasonal phase locking of el niño. *Geophysical research letters*, 31(24). [VI.2.1](#)
- SPONBERG, K. (1999). Weathering a storm of global statistics. *Nature*, 400(6739):13–13. [I.2.1](#)
- STENSETH, N. C., MYSTERUD, A., OTTERSEN, G., HURRELL, J. W., CHAN, K.-S. et LIMA, M. (2002). Ecological effects of climate fluctuations. *Science*, 297(5585):1292–1296. [I.2.1](#)
- SU, J., ZHANG, R., LI, T., RONG, X., KUG, J. et HONG, C.-C. (2010). Causes of the el niño and la niña amplitude asymmetry in the equatorial eastern pacific. *Journal of Climate*, 23(3):605–617. [I.2.2.1](#)
- SUAREZ, M. J. et SCHOPF, P. S. (1988). A delayed action oscillator for enso. *Journal of the atmospheric Sciences*, 45(21):3283–3287. [I.3.3](#)
- SUI, C. et LAU, K. (1992). Multiscale phenomena in the tropical atmosphere over the western pacific. *Monthly weather review*, 120(3):407–430. [I.4.3](#), [III.1](#)
- SUZUKI, T. et TAKEUCHI, K. (2000). Response of equatorial pacific mean temperature field to intraseasonal wind forcing. *Journal of oceanography*, 56(5):485–494. [I.5.1](#), [IV.1](#)
- SWISS, R. (1999). El niño 1997/98 : On the phenomenon's trail. *Zurich, Switzerland : Swiss Reinsurance*, 8(pp). [I.2.1](#)
- TAKAHASHI, K., MONTECINOS, A., GOUBANOVA, K. et DEWITTE, B. (2011). Enso regimes : Reinterpreting the canonical and modoki el niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10). [I.2.2.1](#)
- THOMPSON, C. et BATTISTI, D. (2000). A linear stochastic dynamical model of enso. part i : Model development. *Journal of climate*, 13(15):2818–2832. [I.5.2](#)
- TOKINAGA, H. et XIE, S.-P. (2011). Wave-and anemometer-based sea surface wind (was-wind) for climate change analysis*. *Journal of Climate*, 24(1):267–285. [II.1.5](#)
- TRENBERTH, K., BRANSTATOR, G., KAROLY, D., KUMAR, A., LAU, N. et ROPELEWSKI, C. (1998a). Progress during toga in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical. *Journal of Geophysical Research*, 103:14–291. [I.2.1](#)
- TRENBERTH, K. E., BRANSTATOR, G. W., KAROLY, D., KUMAR, A., LAU, K. M. et ROPELEWSKI, C. (1998b). Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 103(C7):14291. [III.1](#), [IV.1](#)

- TRENBERTH, K. E., LARGE, W. G. et OLSON, J. G. (1989). The effective drag coefficient for evaluating wind stress over the oceans. *Journal of Climate*, 2(12):1507–1516. [III.2.2](#)
- TZIPERMAN, E. et YU, L. (2007). Quantifying the dependence of westerly wind bursts on the large-scale tropical pacific sst. *Journal of climate*, 20(12):2760–2768. [III.1](#)
- UPPALA, S. M., KÄLLBERG, P., SIMMONS, A., ANDRAE, U., BECHTOLD, V., FIORINO, M., GIBSON, J., HASELER, J., HERNANDEZ, A., KELLY, G. *et al.* (2005). The era-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612):2961–3012. [IV.2.1](#)
- VALCKE, S., CAUBEL, A., VOGELSANG, R. et DECLAT, D. (2004). Oasis 3 user's guide. *PRISM Report Series*, (2). [II.2.2.2](#)
- VALLIS, G. (1988). Conceptual models of el nino and the southern oscillation. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 93(C11):13979–13991. [I.5.2](#)
- van OLDENBORGH, G. J. (2000). What Caused the Onset of the 1997–98 El Niño? *Monthly Weather Review*, 128(7):2601–2607. [I.5.2](#), [III.1](#)
- VECCHI, G. (2000). *Tropical Pacific sub-seasonal wind variability and El Nino*. Thèse de doctorat, Ph. D. dissertation, 187 pp., Univ. of Wash., Seattle. [I.4.3](#)
- VECCHI, G. et HARRISON, D. (2000). Tropical pacific sea surface temperature anomalies, el nino, and equatorial westerly wind events*. *Journal of climate*, 13(11):1814–1830. [III](#), [III.1](#), [IV.1](#)
- VECCHI, G. et WITTENBERG, A. T. (2010). El Niño and our future climate : where do we stand? *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 1(2):260–270. [I.2.2.1](#), [III.1](#), [IV.1](#)
- VECCHI, G., WITTENBERG, A. T. et ROSATI, A. (2006). Reassessing the role of stochastic forcing in the 1997–1998 el niño. *Geophysical Research Letters*, 33(1):n/a–n/a. L01706. [I.5.3](#), [III.1](#), [III.5.1](#), [III.6.3](#), [IV.1](#), [IV.1](#), [VI.1.3](#), [VI.2.1](#)
- VERBICKAS, S. (1998). Westerly wind bursts in the tropical Pacific. *Weather*, 53(9):282–284. [I.5.3](#), [III](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.6.3](#)
- VIALARD, J., MENKES, C., BOULANGER, J.-P., DELECLUSE, P., GUILYARDI, E., MCPHADEN, M. J. et MADEC, G. (2001). A model study of oceanic mechanisms affecting equatorial pacific sea surface temperature during the 1997-98 el niño. *Journal of Physical Oceanography*, 31(7):1649–1675. [II.2.1.1](#), [IV.2.1](#), [IV.2.4](#)
- VIMONT, D. J., BATTISTI, D. S. et HIRST, A. C. (2001). Footprinting : A seasonal connection between the tropics and mid-latitudes. *Geophysical Research Letters*, 28(20):3923–3926. [VI.2.1](#)
- VOLDOIRE, A., SANCHEZ-GOMEZ, E., y MÉLIA, D. S., DECHARME, B., CASSOU, C., SÉNÉSI, S., VALCKE, S., BEAU, I., ALIAS, A., CHEVALLIER, M. *et al.* (2013). The cnrm-cm5. 1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9-10):2091–2121. [II.2.1](#)

- WALKER, G. T. (1925). Correlation in seasonal variations of weather—a further study of world weather 1. *Monthly Weather Review*, 53(6):252–254. [I.2.1](#)
- WANG, C. et PICAUT, J. (2004). Understanding enso physics—a review. *Earth's Climate : The Ocean-Atmosphere Interaction*, 147:21–48. [I.13](#), [I.14](#), [I.3.3](#), [I.15](#)
- WANG, W., CHEN, M., KUMAR, A. et XUE, Y. (2011). How important is intraseasonal surface wind variability to real-time ENSO prediction? *Geophysical Research Letters*, 38(13). [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [III.1](#), [IV.1](#)
- WANG, W. et MCPHADEN, M. J. (2001). Surface layer temperature balance in the equatorial pacific during the 1997-98 el niño and 1998-99 la niña*. *Journal of climate*, 14(16):3393–3407. [I.3.2](#)
- WEBSTER, P. J. et LUKAS, R. (1992). Toga coare : The coupled ocean-atmosphere response experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(9):1377–1416. [I.3.1.1](#)
- WEISBERG, R. H. et WANG, C. (1997). A western pacific oscillator paradigm for the el niño—southern oscillation. *Geophysical research letters*, 24(7):779–782. [IV.1](#)
- WHEELER, M. et HENDON, H. (2004). An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index : Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Monthly Weather Review*, 132(8):1917–1932. [I.4.3](#), [III.1](#), [III.4.2.1](#), [III.11](#), [III.4.2.1](#)
- WHEELER, M. et KILADIS, G. N. (1999). Convectively Coupled Equatorial Waves : Analysis of Clouds and Temperature in the Wavenumber–Frequency Domain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(3):374–399. [I](#), [I.18](#), [III.1](#), [III.1](#), [III.2.3](#), [III.4](#), [III.4.2.1](#), [III.11](#), [III.4.2.1](#), [V.2.2.1](#), [VI.2.2](#)
- WYRTKI, K. (1982). The southern oscillation, ocean-atmosphere interaction and el nino. *Mar. Technol. Soc. J*, 16(1):3–10. [I.1.1](#)
- YANG, G.-Y., HOSKINS, B. et SLINGO, J. M. (2007). Convectively Coupled Equatorial Waves. Part I : Horizontal and Vertical Structures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(10): 3406–3423. [III.1](#)
- YU, L. et RIENECKER, M. M. (1998). Evidence of an extratropical atmospheric influence during the onset of the 1997–98 el niño. *Geophysical research letters*, 25(18):3537–3540. [I.4.3](#), [I.5.2](#), [III](#), [III.1](#), [III.6.2](#)
- YU, X. et MCPHADEN, M. J. (1999). Seasonal variability in the equatorial pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 29(5):925–947. [III.2.2](#)
- ZAVALA-GARAY, J., MOORE, A. et KLEEMAN, R. (2004). Influence of stochastic forcing on enso prediction. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 109(C11). [I.5.2](#)
- ZAVALA-GARAY, J., MOORE, A., PEREZ, C. et KLEEMAN, R. (2003). The response of a coupled model of enso to observed estimates of stochastic forcing. *Journal of climate*, 16(17): 2827–2842. [I.5.2](#)

- ZAVALA-GARAY, J., ZHANG, C., MOORE, A. M. et KLEEMAN, R. (2005). The Linear Response of ENSO to the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, 18(13):2441–2459. [I.2.2.2](#), [I.3.3](#), [III.1](#), [III.1](#), [IV.1](#)
- ZELLE, H., APPELDOORN, G., BURGERS, G. et van OLDENBORGH, G. J. (2004). The relationship between sea surface temperature and thermocline depth in the eastern equatorial pacific. *Journal of physical oceanography*, 34(3):643–655. [I.3.2](#)
- ZHANG, C. (1996). Atmospheric intraseasonal variability at the surface in the tropical western pacific ocean. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(5):739–758. [III.1](#)
- ZHANG, C. (2005). Madden-Julian Oscillation. [I](#), [I.4.2.1](#), [III.1](#)
- ZHANG, C. et GOTTSCHALCK, J. (2002). SST anomalies of ENSO and the Madden-Julian oscillation in the equatorial Pacific. *Journal of Climate*, 15:2429–2445. [III.1](#)
- ZHANG, H., CLEMENT, A. et DI NEZIO, P. (2014). The south pacific meridional mode : A mechanism for enso-like variability. *Journal of Climate*, 27(2):769–783. [VI.2.1](#)
- ZHANG, K. Q. et ROTHSTEIN, L. M. (1998). Modeling the oceanic response to westerly wind bursts in the western equatorial pacific. *Journal of physical oceanography*, 28(11):2227–2249. [IV.1](#)



ANNEXE



RESEARCH LETTER

10.1002/2014GL061186

Key Points:

- Westerly wind events were crucial in the development of the 1997 El Niño
- Early 2014 conditions looked like 1997 but westerly wind activity stopped
- This lack of events after April 2014 prevented an El Niño like 1997

Supporting Information:

- Readme
- Figure S1

Correspondence to:

C. E. Menkes,
Christophe.Menkes@ird.fr

Citation:

Menkes, C. E., M. Lengaigne, J. Vialard, M. Puy, P. Marchesiello, S. Cravatte, and G. Cambon (2014), About the role of Westerly Wind Events in the possible development of an El Niño in 2014, *Geophys. Res. Lett.*, 41, doi:10.1002/2014GL061186.

Received 11 JUL 2014

Accepted 7 SEP 2014

Accepted article online 11 SEP 2014

About the role of Westerly Wind Events in the possible development of an El Niño in 2014

Christophe E. Menkes^{1,2}, Matthieu Lengaigne^{2,3}, Jérôme Vialard², Martin Puy², Patrick Marchesiello⁴, Sophie Cravatte^{1,4}, and Gildas Cambon⁴
¹Centre IRD, Nouméa, New Caledonia, ²LOCEAN Laboratory, IPSL, Sorbonne Universités (UPMC, Université Paris 06)-CNRS-IRD-MNHN, Paris, France, ³Indo-French Cell for Water Sciences, IISc-NIO-IITM-IRD Joint International Laboratory, NIO, Goa, India, ⁴IRD/LEGOS Laboratory, Toulouse, France

Abstract Similarities between early 1997 and 2014 has prompted climate scientists to wonder if an El Niño matching the 1997 “El Niño of the century” could develop in 2014. Until April 2014, the equatorial Pacific exhibited positive heat content anomalies along with an eastward warm pool displacement similar to those found during the onset of strong El Niño events. Yet in July 2014, the warm pool had retreated back to its climatological positions and equatorial temperature anomalies were much weaker than in mid-1997. Dedicated oceanic simulations reveal that these weak interannual anomalies can be attributed to differences in Westerly Wind Event (WWE) sequences. In contrast with 1997, the lack of WWEs from April to June significantly limited the growth of eastern Pacific anomalies and the eastward warm pool displacement in 2014. With the absence of additional WWE activity, prospects for a mature El Niño in late 2014 are fading.

1. Introduction

The El Niño–Southern Oscillation (ENSO) that develops in the tropical Pacific is the dominant mode of climate variability at interannual timescales, with massive global socioeconomic impacts [e.g., McPhaden *et al.*, 2006a]. ENSO grows as the result of the Bjerknes feedback [Bjerknes, 1969], a positive feedback between the ocean and atmosphere. Its termination is the result of a delayed negative feedback associated with Sverdrup and equatorial wave dynamics [Wang and Picaut, 2004]. Favorable grounds are needed for the Bjerknes feedback to result into a full-fledged El Niño. The equatorial Pacific warm water volume (WWV, or equivalently upper ocean heat content) is considered to be a good El Niño predictor [Meinen and McPhaden, 2000] (although less efficient in recent years [McPhaden, 2012]) with anomalously high heat content during the early part of the El Niño years (Figure 1a).

For a given equatorial heat content anomaly, the ENSO cycle, however, exhibits considerable irregularity in its onset timing, amplitude (Figure 1b) and spatial structure. Both dynamical and statistical ENSO forecasts experience a spring prediction barrier for El Niño onset and ENSO amplitude forecasts remain challenging [e.g., Barnston *et al.*, 2011; Clarke, 2014]. High-frequency wind variability plays an important role in El Niño evolution [e.g., Boulanger *et al.*, 2004; McPhaden *et al.*, 2006b; Wang *et al.*, 2011]. Part of this high-frequency wind forcing occurs as Westerly Wind Events (WWEs) over the western and central Pacific [Harrison and Vecchi, 1997] and is modulated by ENSO-related warm pool displacements [e.g., Eisenman *et al.*, 2005; Seiki and Takayabu, 2007]. WWEs trigger eastward currents that shift the warm pool eastward dramatically and generate equatorial downwelling oceanic Kelvin waves that deepen the thermocline in the central and eastern equatorial Pacific [e.g., Lengaigne *et al.*, 2004b]. Both of these processes induce a positive atmospheric retroaction favoring the onset and developments of El Niño events [Lengaigne *et al.*, 2003]. As a result, WWE strength and distribution modulate the strength or timing of El Niño events and contribute to ENSO irregularity [Gebbie *et al.*, 2007; Lopez *et al.*, 2013; Lian *et al.*, 2014].

The 1997/1998 El Niño was referred to as the “El Niño of the (last) century” [McPhaden, 1999]. It was characterized by an exceptional eastward shift of the warm pool and related atmospheric convection into the eastern equatorial Pacific [McPhaden, 1999; Cai *et al.*, 2014]. The strongest on-record recharged oceanic heat content and the occurrence of a series of WWEs with a strong WWE in March 1997 (Figures 1a and 2a) have been invoked for explaining the unusually large amplitude of that El Niño event [Boulanger *et al.*, 2004; Lengaigne *et al.*, 2004a]. The WWV was also anomalously high in early 2014, and two relatively strong WWEs

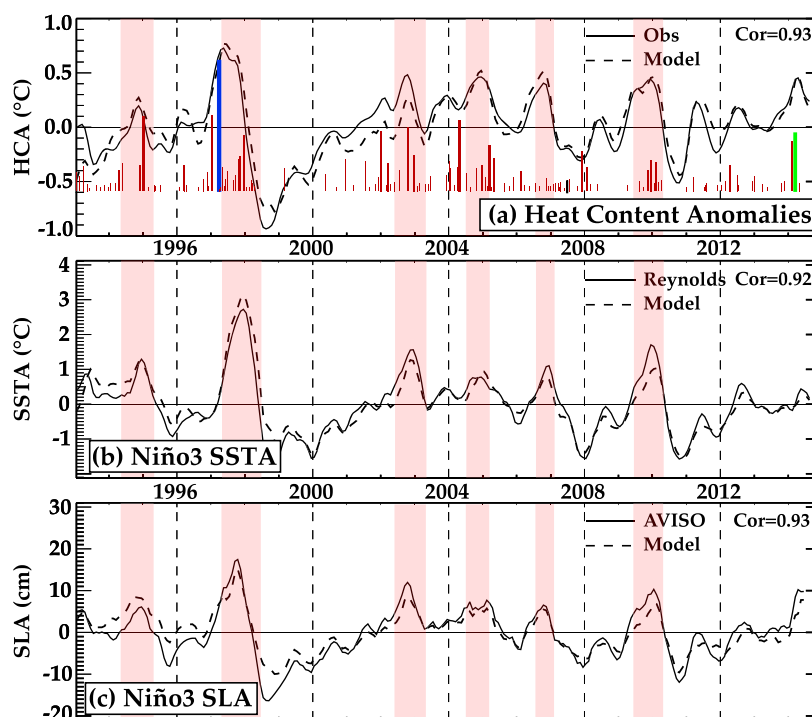


Figure 1. Time series of (a) equatorial Pacific heat content anomalies (HCA), (b) Niño3 sea surface temperature anomalies (SSTA), and (c) Niño3 sea level anomaly (SLA) over the 1993–2014 period for the observations (continuous lines) and REF experiment (dotted lines). The Pearson correlation ($p < 0.01$) between modeled and observed time series is indicated on the upper right of each panel. Red bars normalized to their 1993–2014 maximum (the march 1997 WWE) in Figure 1a indicate WWEs, with the length of the bar proportional to the space-time integral of WWE zonal stress anomalies (this a good measure of the equatorial wind effects on the ocean dynamics in the 3°S – 3°N band [Kessler *et al.*, 1995]). The bar widths are proportional to the WWE durations. The March 1997 WWE is indicated in blue and the February–March 2014 WWE is indicated in green. The pink shading illustrates the periods considered as El Niños based on http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

occurred in the western Pacific in February and March (Figures 1a and 2b). Those WWEs started pushing the warm pool eastward and triggered a strong downwelling Kelvin wave (Figure 2b). These similarities with early 1997 led climate scientists to wonder if this event would rival the catastrophic 1997–1998 El Niño event [Tollefson, 2014]. However, one must keep in mind that not all strong WWE sequences result in the development of extreme El Niño events [Lengaigne *et al.*, 2004a; Fedorov *et al.*, 2014; Lian *et al.*, 2014]. Understanding reasons behind the diversity of ENSO response to WWE forcing thus remains an important question to improve our understanding of ENSO predictability.

The present paper aims at characterizing similarities and differences between the equatorial Pacific Ocean state in early 1997 and 2014. We will discuss the specific role of WWEs in this evolution using both observations and ocean model experiments. Our intention is also to put the equatorial Pacific conditions of early 2014 in perspective by comparing them with those associated with moderate and strong El Niño events over the past three decades and to discuss the likelihood for a strong El Niño event in late 2014.

2. Data and Method

The “observed” data sets (hereafter OBS) used in this study include Reynolds and Smith [1994] sea surface temperature (SST) data, National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy Global Reanalysis 2 (NCEP2) [Kanamitsu *et al.*, 2002] surface meteorological data, Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic (AVISO) data (www.aviso.oceanobs.com/fr/accueil/index.html) sea level anomalies, Ocean Surface Current Analyses-Real (OSCAR) time surface currents [Bonjean and Lagerloef, 2002; www.oscar.noaa.gov] and equatorial Pacific heat content anomalies (hereafter HCA) derived from

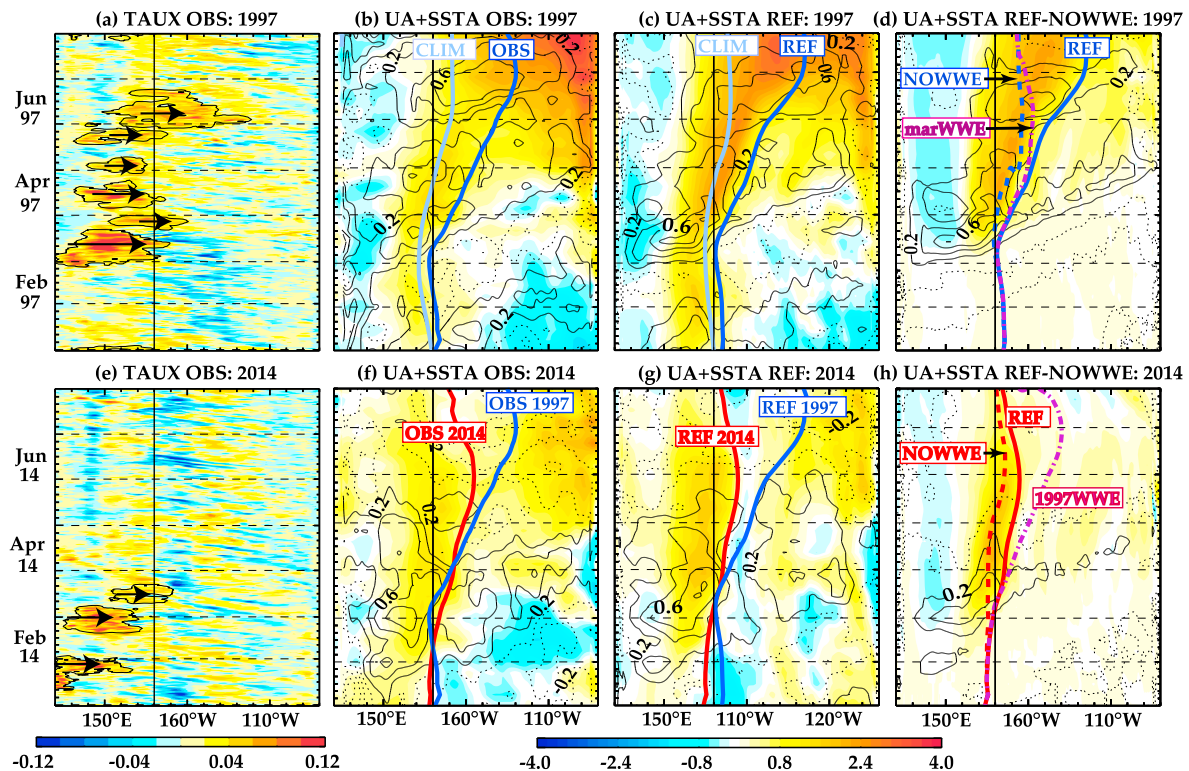


Figure 2. January–July 1997 3°N–3°S zonal time section of (a) zonal wind stress referred to as TAUX anomalies (colors with observations (OBS) referring to the NCEP2 model forcing) and WWEs (contours) and SST (color), surface currents (thin black contours) anomalies for (b) observations, (c) REF experiment, and (d) REF minus NOWWE experiments. (e–h) Same as Figures 2a–2d but for 2014. Plain blue lines indicate the EEWP position defined as the longitudinal position of the 28.5°C isotherm in the 3°S–3°N band. Plain grey lines indicate the climatological position of the EEWP. In Figure 2d, the dashed blue (respectively, dash-dotted purple) line indicates the EEWP position for the NOWWE (respectively, MarWWE) experiments. In Figures 2f and 2g, the EEWP is indicated in blue for 1997 and in red for 2014. In Figure 2h, the dashed red (respectively, dash-dotted purple) line indicates the EEWP position for the NOWWE (respectively, 1997WWE) experiments. Labels of the experiment EEWP are added for clarity on each panel.

averaged temperature anomalies over the first 300 m within 5°N and 5°S (the T300 product on <http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/www/>). This product is based on data from moored buoys, expendable bathythermographs, and Argo floats. It is believed that the numerous Argo profiles partially compensate the failure of many moorings since 2012 and that the quality of the HCA analysis has not decreased too much since then (M. McPhaden, personal communication, 2014). SST, NCEP2, and T300 data cover 1980–2014 while the sea level and currents data cover 1993–2014. Anomalies are obtained by removing the 1993–2013 climatological seasonal cycle. El Niño events are defined as the December–January–February (DJF) averaged value of the Niño 3.4 (5°N–5°S, 120°W–170°W) 3-month filtered SST anomaly greater than 0.5°C (see http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

The Regional Oceanic Modeling System (ROMS) [Shchepetkin and McWilliams, 2005] is employed to explore the WWE impact in 1997 and 2014. Our configuration extends over the tropical Pacific region (35°S–35°N, 110°E–80°W) with a one-fourth horizontal resolution. It has 41 terrain-following vertical levels leading to a vertical resolution of 2 to 5 m within 50 m of the ocean surface and 10 to 20 m in the thermocline. Open boundary conditions are specified using the climatology of a global model simulation as in [Jullien *et al.*, 2012]. The model time step is 1 h. The initial state of the experiments described below is taken as the last time step of Jullien *et al.* [2014] 10 years model spin up using climatological forcing from ERS1–2 stress and Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set (COADS) freshwater and heat flux climatologies.

Six-hourly heat, fresh, and momentum fluxes used to force the reference model simulation are calculated using [Fairall *et al.*, 1996] bulk formulae with NCEP2 surface atmospheric inputs. After the 10 year spin up, the reference simulation (hereafter REF) is performed from January 1993 to end of July 2014. From the 1993–2013 seasonal cycle, we calculated seasonal anomalies of equatorial Pacific heat content, SST and sea level

anomalies in the Niño3 region [90°W–150°W, 5°S–5°N]. These agree very well with the observed ones, with correlation of 0.93, 0.92, and 0.93, respectively (Figure 1). Note that the SST agreement is not unexpected as the flux specification introduces a restoring to observed near surface atmospheric temperature. To compare the oceanic impact of the WWEs during 1997 and 2014, we first isolated so-called “WWEs” as follows. Zonal stress seasonal (referred to as TAUX) anomalies in the 5°S–5°N band were calculated and regions with anomalies greater than 0.05 N m^{-2} over 10° longitude and lasting more than 5 days were labeled as WWEs (contours in Figures 2a and 2e and in Figure S1 in the supporting information). Note that such criteria are about twice stricter than those used in *Harrison and Vecchi* [1997]. A 6-hourly NOWWE stress field was then produced by zeroing the WWE regions in the stress seasonal anomaly field (this results in only keeping the stress seasonal cycle within WWEs) and by applying a smooth transition in space and time to prevent spurious jumps in the NOWWE stress. With these choices of thresholds six major events are selected as WWE entities before mid-1997 with two particularly strong and long-lasting events in March and April 1997 (see Figure 2a and bars and caption of Figure 1a) and only three events in 2014 with two stronger WWEs in mid-January and February and March 2014 (Figures 1a and 2e). Sensitivity tests with a weaker amplitude threshold (0.02 N m^{-2}) for WWE identifications did not change the main conclusions of the present study (not shown). Heat fluxes and fresh water fluxes from the REF experiment are applied in the NOWWE experiment, so that only the dynamical effect of WWEs is removed in NOWWE. We also performed two other sensitivity experiments. In the MarWWE experiment, the March 1997 WWE is applied while other WWEs that occurred later in 1997 were removed as in NOWWE. Lastly, in the 1997WWE experiment, all WWEs of 1997 were added to the NOWWE stress in 2014. The zonal wind forcing used in all experiments is shown in Figure S1 in the supporting information.

3. Results

Figure 2 displays the observed equatorial Pacific evolution during the onset and growth of the 1997 El Niño (Figures 2a and 2b) and during early 2014 (Figures 2e and 2f). The March 1997 WWE (Figure 2a) is followed by a rapid eastward displacement of the eastern edge of the warm pool (EEWP, defined as the 28.5°C isotherm), which translates into a warming west of the EEWP (Figure 2b). This WWE also initiates a strong downwelling Kelvin wave, evident in the surface current signal, that reaches the eastern Pacific in early May, triggering a rapid surface warming (Figure 2b). This WWE is followed by other WWEs from April to June 1997, which are associated with a prolonged eastward displacement of the EEWP until early July, with intense surface jets over the warm pool and sustained SST anomalies in the central and eastern Pacific.

Two major WWE and a weaker event occurred in late January, in early, and mid-February 2014 (Figure 2e). These events initiated a strong surface jet over the warm pool, a downwelling Kelvin wave and a warming in the eastern Pacific in early May (Figure 2f). They were followed by a rapid eastward displacement of the EEWP and a warming in the central Pacific. Although early 1997 and 2014 display a qualitatively similar evolution early in the year, differences are evident in their late May oceanic state: (1) the EEWP only reached 155°W in 2014 compared to 140°W in 1997 (thick red and blue lines of Figure 2f), (2) the warming in the central and eastern Pacific in 2014 (Figure 2f) was half of that in 1997 (Figure 2c), and (3) no other WWEs occurred after March 2014 (Figure 2e) in contrast with 1997 (Figure 2a). The equatorial Pacific evolution between these two periods further diverged in summer, with a seemingly dying event in 2014 characterized by an EEWP retreating from June onward back to its climatological position and with mild eastern Pacific SST anomalies at the end of July 2014. Conversely, from June 1997, the El Niño continued to grow into a strong and mature event until the end of the year.

During these two periods, the model SST and surface currents evolutions agree well with observations described above, both in terms of timing and amplitude (Figures 2b and 2c and Figures 2f and 2g). Strong eastward surface jets near the EEWP indeed induce its rapid eastward shift mostly via horizontal advection (not shown), with zonal advection and the resulting SST anomaly being larger in May 1997 than in May 2014 (Figure 2g). To investigate the exact influence of the WWE sequences in early 1997 and 2014, we compare the REF experiment anomalies with the difference between REF and NOWWE during these two periods (Figures 2c and 2d and 2g and 2h). The REF-NOWWE panels clearly illustrate that the warming around the dateline and the related eastward displacement of EEWP are strongly linked to the WWE sequence. Half of the EEWP displacement in late April 1997 can be attributed to the WWEs that occurred over the warm pool (compare dashed and plain blue curves of Figure 2d with grey curves on Figure 2c), while almost all of the subsequent EEWP displacement until July 1997 is linked to the subsequent WWE developments. In 2014,

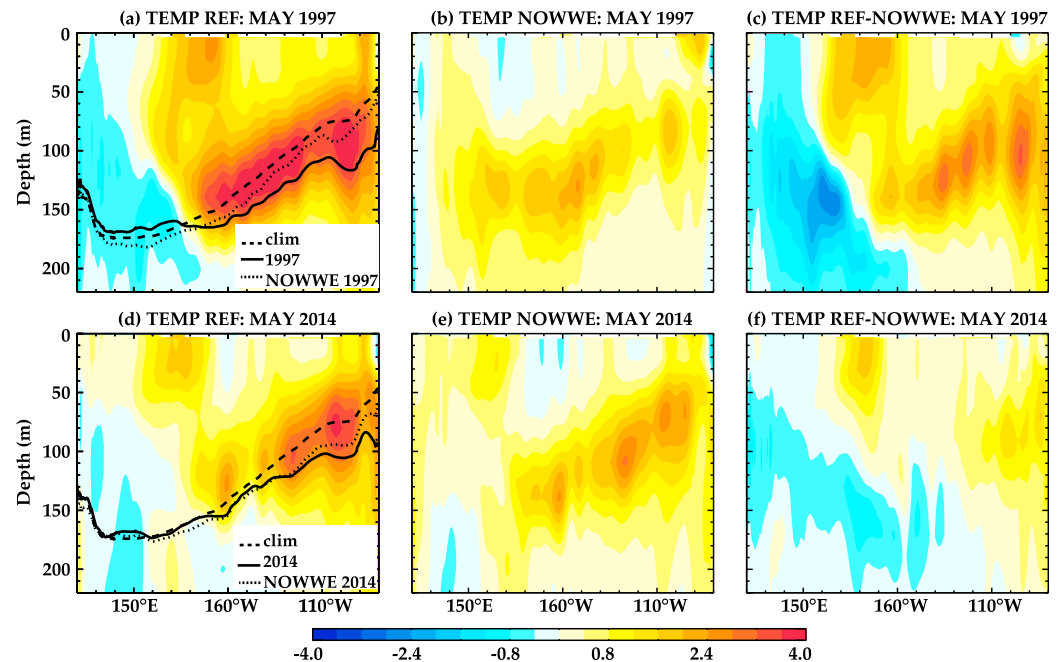


Figure 3. 3°N–3°S section of May 1997 temperature anomalies with respect to the seasonal cycle from the (a) REF, (b) NOWWE, and (c) REF minus NOWWE experiments. Thick curves in Figure 3a indicate the thermocline depth for climatology (dashed), REF (plain), and NOWWE (dotted). (d–f) Same for May 2014. Labels for thermocline depths have been added for clarity.

almost all of the EEWP displacement is linked to the WWEs with the NOWWE situation being similar to climatology (compare grey curves of Figure 2c and red curves of Figure 2h).

During the two 1997 and 2014 January–May periods, the ocean responded to WWEs locally with strong eastward surface jets advecting the EEWP eastward. However, while these jets persisted until July in 1997 under the development of additional WWEs (Figures 2b–2d), they vanished in early May in 2014 (Figures 2f–2h), most likely because of the absence of significant WWE forcing from April 2014 onward (Figure 2d). As a result the April–May EEWP eastward displacement was weaker in 2014 than in 1997 (Figures 2f and 2g). The MarWWE allows to further assessing the role of WWEs after March 1997. When WWEs occurring after March 1997 are omitted, the EEWP position in late May 1997 is very similar with the NOWWE experiment and closer (~1000 km east) to the EEWP position in 2014. The EEWP in MarWWE experiment finally retreats back toward its climatological position in late July (Figure 2d). This experiment clearly demonstrates that, while the March 1997 WWE was responsible for most of the EEWP displacement until the end of April, the subsequent WWEs largely contributed to further push the warm pool eastward later in 1997. These experiments suggest that although weaker than the March 1997 WWE, the subsequent WWEs in April and June 1997 were essential in sustaining the eastward displacement of the warm pool during spring and summer and strongly contribute to the onset and fast growth of the 1997 El Niño event. Finally, using the 1997WWE, we tested whether differences in EEWP displacements between 1997 and 2014 are linked to WWE characteristics, or to differences in background conditions such as oceanic stratification, or winds outside of the warm pool. Adding the 1997 WWE sequence in 2014 results in a similar eastward displacement of the EEWP in 2014 and 1997 until mid-June (purple line in Figure 2h). It then retreats back toward the west under the occurrence of strong easterly anomalies in the central Pacific in June and July (Figure 2e).

Figure 3 further illustrates the contribution of the integrated WWE impact on the equatorial upper ocean temperature anomalies in May, a month when the 1997 and 2014 Pacific evolutions are strongly diverging and the 2014 EEWP retreats back to the west. Maximum temperature anomalies during both years are located along the climatological thermocline position (Figures 3a and 3d). These anomalies are considerably larger in 1997 than in 2014, especially in the central Pacific where they reach 4°C against ~1.5°C in 2014. This results in deeper thermocline anomalies in May 1997 than in May 2014. The NOWWE experiment anomalies (Figure 3b) allow to isolate the contribution of the background wind, while the REF minus NOWWE

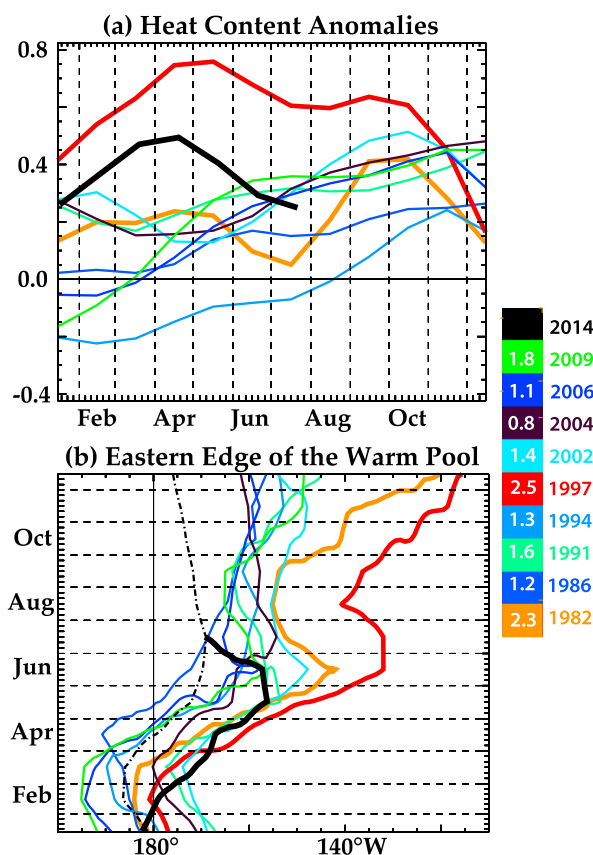


Figure 4. (a) Observed time series of 5°N–5°S Pacific HCA for all 1980–2014 El Niño years. (b) Idem but for the position of the EEWP. The curve colors correspond to the years indicated on the left of the color table. Thick colored lines represent the two major El Niño 1982 and 1997 and the thick black line is the 2014 situation. The colors ranging from black, blue, green, and red (rainbow like) indicate increasing values of the El Niño event amplitude at their peak (DJF). These values are noted in white in the color table and taken from http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml. The dash-dotted line in Figure 4b indicates the EEWP climatological position.

event. In order to test this assertion, we will now put these two periods into perspective in a more general context. To that end, Figure 4 provides a comparison of the heat content anomalies and EEWP displacement for all the El Niño events reported since 1980 and for the early part of 2014. The onset of the 1997 El Niño is associated with the largest equatorial heat content (Figure 4a) and eastward displacement of EEWP (Figure 4b). The 2014 EEWP early displacement was comparable to those of the strong 1982–1983 and moderate 1991–1992 and 2002–2003 El Niño events but does not particularly stand out anymore in July 2014, with a fast retreat back to its climatological position (Figure 4b). The equatorial Pacific heat content anomalies of early 2014 also largely overcame those observed during all other El Niño events including the strong 1982 El Niño, with the exception of the 1997 El Niño (Figure 4a), but this heat content is now dropping fast under the level of most other El Niños, with weak eastern Pacific anomalies.

This comparative analysis hence suggests that while the Pacific preconditioning in early 2014 was favorable to the onset of an El Niño with a potential of a strong El Niño, the absence of additional WWE occurrences after April 2014 now seems to exclude the possibility of a strong El Niño to develop and may lead to an aborted El Niño in austral summer 2014.

anomalies (Figure 3c) isolate the effect of WWEs on anomalous temperature signals. During both periods, anomalies associated with the background wind signals are of the same magnitude. In contrast, WWE-related temperature anomalies are considerably larger in 1997 (Figure 3c) than in 2014 (Figure 3f) and dominate the total warming signal (Figure 3a). The WWE-related impact therefore results in a 35 m deepening of the thermocline in May 1997 against only 15 m in May 2014 (compare dotted and plain lines on Figures 3a and 3d). Further adding the 1997 WWE sequence onto the 2014 background (1997WWE experiment) allows retrieving a subsurface anomaly in May 2014 that is similar to that of May 1997 (not shown). Our set of sensitivity experiments hence demonstrates that the differences in subsurface temperature response between 1997 and 2014 can clearly be attributed to the different WWE forcing between the two periods.

The comparison above also highlights that the EEWP eastward displacement and subsurface temperature anomalies in the central and eastern Pacific are much weaker in mid-2014 than in mid-1997. This strongly suggests that the anticipated 2014 El Niño may not develop into a mature stage and should anyway be weaker than the one in 1997 because of its more limited development in summer, in relation with the absence of other strong WWEs after the March 2014

4. Discussion

The eastward displacement of the EEWP and subsurface temperature anomalies in the central and eastern Pacific were much weaker in July 2014 than in 1997. Sensitivity experiments performed with an ocean model indicate that the weak SST anomalies compared to 1997 can be attributed to the different WWE sequences during the two periods. Both periods are characterized by strong WWEs in January–March, but no subsequent WWEs occurred from April to July 2014 while there were WWEs in April and June 1997. Our results indicate that the absence of strong WWEs from April to July 2014 did significantly limit the eastward displacement of the EEWP in 2014, in contrast with 1997. Furthermore, easterly wind anomalies have developed since mid-2014, shifting the warm pool back into its climatological position. Therefore, the prospects of a major or even a “regular” El Niño event in 2014 now seem to vanish, as no strong ocean-atmosphere positive feedback currently develops.

Our simple analysis hence suggests that the growth rate of El Niño during its onset phase strongly depends on the detailed characteristics of the WWE activity during that period. It has been demonstrated that the probability of occurrence of WWEs depends on the EEWP location [Vecchi and Harrison, 2000; Lengaigne et al., 2003; Yu et al., 2003], WWEs being 3 times more likely to occur when the eastern edge of the warm pool is located to the east of the date line [Eisenman et al., 2005]. Experiments using forced atmospheric global climate models [Lengaigne et al., 2003; Vecchi et al., 2006] have demonstrated that the enhanced envelope of intraseasonal wind activity at the onset of the 1997–1998 El Niño event did not only result from internal atmospheric variability but was partly a deterministic response of the atmosphere to SST forcing.

Our analysis clearly illustrates that the very similar location of the EEWP in the first months of 1997 and 2014 did not result in a similar sequence of subsequent WWEs. This fundamental difference for the fate of the subsequent El Niño conditions remains a key question to answer bearing in mind that the stochastic control of WWE occurrence may be large enough to strongly affect the ENSO cycle. These results echo the modeling results of Lengaigne et al. [2004a] who found that a strong displacement of the warm pool in the early part of the year could result in very different El Niño amplitude, depending on the characteristics of the internal atmospheric variability during El Niño onset phase. This sensitivity may therefore be an intrinsic limitation of the predictability of ENSO amplitude.

Acknowledgments

The cluster used for ROMS simulations at IRD Nouméa was funded through IRD's scientific computing effort project SPIRALES, the ANR “Cyclones & Climat,” and GOPS (Grand Observatoire du Pacifique Sud). We thank Jérôme Lefèvre for his help on the ROMS code implementation. This work was supported by Agence Nationale de la Recherche (ANR) project METRO grant 2010-BLAN-616-01. The model data used here can be accessed freely upon request to Christophe Menkes. We thank two anonymous reviewers for their suggestions as well as comments from Mike McPhaden.

The Editor thanks two anonymous reviewers for their assistance in evaluating this paper.

References

- Barnston, A. G., M. K. Tippett, M. L. L'Heureux, S. Li, and D. G. DeWitt (2011), Skill of real-time seasonal ENSO model predictions during 2002–11: Is our capability increasing?, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93(5), 631–651, doi:10.1175/BAMS-D-11-00111.1.
- Bjerknes, J. (1969), Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Weather Rev.*, 97(3), 163–172, doi:10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2.
- Bonjean, F., and G. S. E. Lagerloef (2002), Diagnostic model and analysis of the surface currents in the tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 32(10), 2938–2954, doi:10.1175/1520-0485(2002)032<2938:DMAAOT>2.0.CO;2.
- Boulanger, J.-P., C. Menkes, and M. Lengaigne (2004), Role of high- and low-frequency winds and wave reflection in the onset, growth and termination of the 1997–1998 El Niño, *Clim. Dyn.*, 22(2–3), 267–280.
- Cai, W., et al. (2014), Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming, *Nat. Clim. Change*, 4(2), 111–116, doi:10.1038/nclimate2100.
- Clarke, A. J. (2014), El Niño physics and El Niño predictability, *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 6(1), 79–99, doi:10.1146/annurev-marine-010213-135026.
- Eisenman, I., L. Yu, and E. Tziperman (2005), Westerly wind bursts: ENSO's tail rather than the dog?, *J. Clim.*, 18(24), 5224–5238, doi:10.1175/JCLI3588.1.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson, and G. S. Young (1996), Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment, *J. Geophys. Res.*, 101(C2), 3747–3764, doi:10.1029/95JC03205.
- Fedorov, A. V., S. Hu, M. Lengaigne, and E. Guilyardi (2014), The impact of westerly wind bursts and ocean initial state on the development, and diversity of El Niño events, *Clim. Dyn.*, 1–21, doi:10.1007/s00382-014-2126-4.
- Gebbie, G., I. Eisenman, A. Wittenberg, and E. Tziperman (2007), Modulation of Westerly Wind Bursts by sea surface temperature: A semi-stochastic feedback for ENSO, *J. Atmos. Sci.*, 64(9), 3281–3295, doi:10.1175/JAS4029.1.
- Harrison, D. E., and G. A. Vecchi (1997), Westerly Wind Events in the tropical Pacific, 1986–95*, *J. Clim.*, 10(12), 3131–3156, doi:10.1175/1520-0442(1997)010<3131:WWEITT>2.0.CO;2.
- Jullien, S., C. E. Menkes, P. Marchesio, N. C. Jourdain, M. Lengaigne, A. Koch-Larrouy, J. Lefèvre, E. M. Vincent, and V. Faure (2012), Impact of tropical cyclones on the heat budget of the south Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 42(11), 1882–1906, doi:10.1175/JPO-D-11-0133.1.
- Jullien, S., P. Marchesio, C. E. Menkes, J. Lefèvre, N. C. Jourdain, G. Samson, and M. Lengaigne (2014), Ocean feedback to tropical cyclones: Climatology and processes, *Clim. Dyn.*, 1–24, doi:10.1007/s00382-014-2096-6.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter (2002), NCEP–DOE AMIP-II reanalysis (R-2), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83(11), 1631–1643, doi:10.1175/BAMS-83-11-1631.
- Kessler, W. S., M. J. McPhaden, and K. M. Weickmann (1995), Forcing of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, 100(C6), 10,613–10,631, doi:10.1029/95JC00382.
- Lengaigne, M., J.-P. Boulanger, C. Menkes, G. Madec, P. Delecluse, E. Guilyardi, and J. Slingo (2003), The March 1997 Westerly Wind Event and the onset of the 1997/98 El Niño: Understanding the role of the atmospheric response, *J. Clim.*, 16(20), 3330–3343.

- Lengaigne, M., E. Guilyardi, J.-P. Boulanger, C. Menkes, P. Delecluse, P. Inness, J. Cole, and J. Slingo (2004a), Triggering of El Niño by Westerly Wind Events in a coupled general circulation model, *Clim. Dyn.*, 23(6), 601–620.
- Lengaigne, M., J.-P. Boulanger, C. Menkes, P. Delecluse, and J. Slingo (2004b), Westerly Wind Events in the tropical Pacific and their influence on the coupled ocean-atmosphere system: A review, in *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 147, edited by C. Wang, S. P. Xie, and J. A. Carton, pp. 49–69, AGU, Washington, D. C.
- Lian, T., D. Chen, Y. Tang, and Q. Wu (2014), Effects of westerly wind bursts on El Niño: A new perspective, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3522–3527, doi:10.1002/2014GL059989.
- Lopez, H., B. P. Kirtman, E. Tziperman, and G. Gebbie (2013), Impact of interactive westerly wind bursts on CCSM3, *Dyn. Atmos. Oceans*, 59, 24–51, doi:10.1016/j.dynatmoce.2012.11.001.
- McPhaden, M. J. (1999), Genesis and evolution of the 1997–98 El Niño, *Science*, 283(5404), 950–954, doi:10.1126/science.283.5404.950.
- McPhaden, M. J. (2012), A 21st century shift in the relationship between ENSO SST and warm water volume anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L09706, doi:10.1029/2012GL051826.
- McPhaden, M. J., S. E. Zebiak, and M. H. Glantz (2006a), ENSO as an integrating concept in Earth, *Science*, 314(5806), 1740–1745, doi:10.1126/science.1132588.
- McPhaden, M. J., X. Zhang, H. H. Hendon, and M. C. Wheeler (2006b), Large scale dynamics and MJO forcing of ENSO variability, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16702, doi:10.1029/2006GL026786.
- Meinen, C. S., and M. J. McPhaden (2000), Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña, *J. Clim.*, 13(20), 3551–3559, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<3551:OOWWVC>2.0.CO;2.
- Reynolds, R. W., and T. M. Smith (1994), Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *J. Clim.*, 7(6), 929–948, doi:10.1175/1520-0442(1994)007<0929:IGSSTA>2.0.CO;2.
- Seiki, A., and Y. N. Takayabu (2007), Westerly Wind Bursts and their relationship with intraseasonal variations and ENSO. Part I: Statistics, *Mon. Weather Rev.*, 135(10), 3325–3345, doi:10.1175/MWR3477.1.
- Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams (2005), The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Modell.*, 9(4), 347–404, doi:10.1016/j.ocemod.2004.08.002.
- Tollefson, J. (2014), El Niño tests forecasters, *Nature*, 508(7494), 20–21, doi:10.1038/508020a.
- Vecchi, G. A., and D. E. Harrison (2000), Tropical Pacific sea surface temperature anomalies, El Niño, and equatorial Westerly Wind Events*, *J. Clim.*, 13(11), 1814–1830, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1814:TPSSTA>2.0.CO;2.
- Vecchi, G. A., A. T. Wittenberg, and A. Rosati (2006), Reassessing the role of stochastic forcing in the 1997–1998 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01706, doi:10.1029/2005GL024738.
- Wang, C., and J. Picaut (2004), Understanding ENSO physics: A review, in *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 147, edited by C. Wang, S. P. Xie, and J. A. Carton, pp. 21–48, AGU, Washington, D. C.
- Wang, W., M. Chen, A. Kumar, and Y. Xue (2011), How important is intraseasonal surface wind variability to real-time ENSO prediction?, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L13705, doi:10.1029/2011GL047684.
- Yu, L., R. A. Weller, and W. T. Liu (2003), Case analysis of a role of ENSO in regulating the generation of westerly wind bursts in the western equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, 108(C4), 3128, doi:10.1029/2002JC001498.

Sujet : L'influence des coups de vent d'ouest dans le Pacifique équatorial sur El Niño: Origines atmosphériques et impacts océaniques

Résumé : Les coups de vent d'ouest (WWEs) issu de la variabilité synoptique atmosphérique jouent un rôle crucial dans les irrégularités d'ENSO en contribuant au déclenchement et au développement de sa phase chaude, El Niño. Les WWEs sont des événements haute fréquence peu prévisibles et dont les origines atmosphériques restent encore débattues. Dans le but d'affiner la prévisibilité d'ENSO, cette thèse caractérise la part stochastique de la part prévisible des WWEs ainsi que de leur réponse océanique et couplée. Dans une première partie, j'ai relié l'occurrence et les caractéristiques des coups de vent à des phénomènes de grande échelle comme l'oscillation de Madden-Julian, les ondes de Rossby atmosphériques et ENSO, à partir d'analyse d'observations. Ensuite, la forte sensibilité de la réponse océanique des WWEs à l'état de l'océan a été mise en évidence grâce à une série de simulations océaniques forcées. Finalement, une simulation d'ensemble réalisée avec un modèle couplé océan-atmosphère a permis d'explorer le rôle des WWEs dans l'évolution contrastée des années 1997,2014 et 2015 qui présentaient des conditions similaires et favorables au déclenchement d'El Niño. Les résultats de ce travail montrent que la stochasticité des WWEs aboutit à une limitation intrinsèque de la prévisibilité des caractéristiques d'El Niño.

Mots clés : Coups de vent d'ouest, Oscillation de Madden-Julian, Ondes de Rossby, Convection, ENSO, prévisibilité, Modélisation, NEMO, CNRM-CM5, Pacifique équatorial

Subject : The influence of equatorial Pacific westerly wind events on El Niño: Atmospheric origins and oceanic impacts

Abstract : Equatorial Pacific Westerly Wind Events (WWEs) impact ENSO evolution through their oceanic response and strongly contribute to its irregularities. WWEs are characterized by episodes of anomalous, short-lived, strong westerlies developing over the western Pacific warm pool. This thesis characterizes the atmospheric origins and the oceanic and coupled impacts of these events in order to improve ENSO prediction. First, we show that, at intraseasonal timescale, the Madden-Julian oscillation and the convectively coupled Rossby waves provide favourable conditions for the occurrence of WWEs and confirm their modulation by ENSO at interannual timescale. Oceanic simulation with idealized forcing further allows characterizing and understanding the modulation of the SST response to WWE by the oceanic background state. Finally, The role of WWEs in the contrasted evolution of El Niño in 1997,2014 and 2015, which exhibited favourable conditions for El Niño to develop, is explored in ensemble simulations using a coupled ocean-atmosphere model. It is shown that the stochasticity of the WWEs acts as a strong limitation for ENSO predictability.

Keywords : Westerly wind events, Predictability, Equatorial Pacific, MJO, Convectively coupled Rossby waves, NEMO